

Studien über Inselberge und Rumpfflächen
in Nordtransvaal

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt von

ROLF MEYER

aus Duisburg

1965

Studien über Inselberge und Rumpfflächen
in Nordtransvaal

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt von

ROLF MEYER

aus Duisburg

Berichterstatter: Professor Dr. H. Louis

Professor Dr. H. G. Gierloff-Emden

Tag der mündlichen Prüfung: 24. November 1965



Der Druck dieser Arbeit wurde dankenswerterweise unterstützt
durch das Bayerische Staatsministerium für Unterricht und
Kultus

Mit herzlichem Dank empfangen wir ferner mannigfache,
verständnisvolle Hilfe von folgenden Freunden und Förderern:

*Bayerische Hypotheken- und Wechselbank — Bayer. Rückver-
sicherung AG — Bayer. Wasserkraftwerke AG — Deutsche
Allgem. Treuhand AG — A. Hindelang KG — Ochsenbrauerei
Möhringen — Wwe & Geschw. Proeller — Rhein-Main-Donau
AG — Siemens & Halske AG — Süddeutsche Kabelwerke AG
— Dr. C. A. Schleußner*

INHALT

Vorwort	7
Einleitung	9
 A. Beschreibung der Beobachtungen	 12
I. Allgemeines	12
1. Geologie	12
2. Klima	14
3. Vegetation	17
4. Allgemeines Landschaftsbild	17
 II. Das Pietersburger Hochland	 18
1. Die Flachmuldentäler der Rumpffläche	19
Das Längsprofil der Flüsse	19
Die Täler im Querprofil	20
Verwitterungsmantel und Kleinformen der flachen Talhänge . .	21
Abwandlungen im Querprofil	22
2. Die Inselberge	22
Verbreitung und Ausdehnung der wichtigsten Inselmassive und Inselberggruppen	24
Untergliederung der Inselberge auf Grund des Hangprofils . .	26
a) Gerade Hänge	26
b) Konkave Hänge	26
c) Hänge mit prallen, nackten Gesteinsoberflächen	28
3. Die seitliche Begrenzung zu den Nachbarlandschaften	29
4. Die Randstufe	30
 III. Das Lowveld	 31
1. Die Flachmuldentäler	32
Das Flußnetz im Grundriß	32
Das Flußlängsprofil	34
Das Talquerprofil	35

2. Die Inselberge	36
In den Metamorphiten des Archaischen Komplexes ausgebildete Inselberge	36
Inselberge in verschiedenen Intrusivgesteinen	37
Inselberge im Granit	38
3. Die in das Lowveld vorstoßenden Hochlandsporne	38
4. Die seitliche Begrenzung zu den Nachbarlandschaften	39
 B. Diskussion der Beobachtungen in Bezug auf die Formengenese	 41
1. Einleitung	41
2. Die Inselberge	42
a) Steilhänge mit geradem Profil (kluftreiche Tiefengesteine)	44
b) Steilhänge mit konkavem Profil (Metamorphite und Sedimentgesteine)	46
c) Hänge mit nackten, prallen Gesteinsoberflächen (kluftarme Tiefengesteine)	47
Zusammenfassung der Erklärung der Bildung und Erhaltung von Steilhängen. Diskussion einiger unterschiedlicher Erklärungsversuche . .	48
3. Die Flachhänge	52
4. Zusammenfassung	58
 Literaturverzeichnis	 61
Verzeichnis der benutzten Karten	71
Verzeichnis der Figuren, Karten und Abbildungen	72
Anhang (Tabelle mit Flußgefällswerten)	73
Abbildungen	82

Vorwort

Die Anregung zu geomorphologischen Untersuchungen in Nordtransvaal gab mir Prof. Dr. H. Louis im Sommer 1961, als ich den Wunsch äußerte, zu geographischen Studien für einige Zeit in ein überseeisches Land zu reisen. Für diese Anregung, für die sehr interessierte Förderung der Arbeit nach meiner Rückkehr und für die zur wissenschaftlichen Strenge mahnende Kritik während der Ausarbeitung des gesammelten Materials danke ich ihm sehr. Ganz besonders herzlich möchte ich ihm aber an dieser Stelle dafür danken, daß er mich wie viele andere Studierende in seinen Vorlesungen und Seminaren unermüdlich zu klarem, konsequentem und auf das Wesentliche konzentriertem Denken erzogen hat.

Danken möchte ich auch den anderen Dozenten des Geographischen und des Geologischen Instituts der Universität München, in deren Vorlesungen und Übungen ich das nötige Rüstzeug für jedes eigene Arbeiten gewonnen habe. Schließlich sei allen den vielen unbekannten Autoren gedankt, aus deren schriftlichem wissenschaftlichem Werk ich oftmals wesentliche Anregungen für meine Studien gewonnen habe.

Nachdem ich wegen widriger Umstände viele Monate auf die endgültige Bewilligung eines Stipendiums warten mußte, während derer ich mich aber in die mich erwartenden Probleme einarbeiten konnte, fuhr ich endlich im Juni 1962 nach Südafrika. Mein dortiger Aufenthalt, der ursprünglich für ein Studienjahr vorgesehen war, sich dann aber auf zwanzig Monate ausdehnte und an den sich noch eine viermonatige „Reise“ durch Ost- und Nordafrika anschloß, wurde durch ein sehr großzügiges Stipendium der südafrikanischen Regierung ermöglicht, wofür ich mich hiermit aufrichtig bedanken möchte.

Ich hielt mich zunächst drei Monate in Durban auf, wo ich mich v. a. am Department of Geology an der University of Natal, das unter der Leitung von Prof. L. Ch. King steht, mit den einschlägigen Arbeiten der Südafrikaner bekanntmachte und wo ich das vorhandene Material an topographischen Karten, an Klimabeobachtungen und an geologischen Aufnahmen kennenlernte. Anschließend hatte ich meinen Hauptwohnsitz in Pretoria, wo ich v. a. mit dem Geologischen Landesamt der Republik von Südafrika verbunden war. Neben zahlreichen mehrwöchigen Aufenthalten in meinem eigentlichen Arbeitsgebiet hatte ich auch Gelegenheit, weite Teile von Rhodesien, Mozambique, Swasiland, Betschuanaland und Südwest-Afrika und die meisten Teile der südafrikanischen Republik auf Übersichtsreisen kennenzulernen. Für diese Reisen konnte ich mir von dem Stipendium ein eigenes Auto zulegen.

Während meines ganzen Aufenthaltes bin ich überall der allergrößten Hilfsbereitschaft und Gastfreundschaft begegnet, von privater, behördlicher und kirchlicher Seite, von Weiß und Schwarz. Es seien nur die Her-

ren Joubert und Botha vom Kultusministerium genannt, denen die Betreuung der ausländischen Studenten anvertraut war und die diese Aufgabe mit weit über die „Pflichten“ hinausgehender persönlicher Anteilnahme erfüllten; daneben v. a. das Geologische Landesamt mit seinen Direktoren Truter, van Eeden und de Villiers, deren Hilfsbereitschaft mir jederzeit sicher war und in deren Amt ich jederzeit arbeiten konnte; weiter das Bantu-Ministerium, das mir ohne Schwierigkeiten die Erlaubnis zum Aufenthalt in den verschiedenen Bantu-Gebieten gab, die einen großen Teil meines Arbeitsgebietes einnehmen.

Die uneingeschränkte Gastfreundschaft und Hilfsbereitschaft aller betreffenden Leute in meinem Arbeitsgebiet, seien es weiße Farmer oder Geschäftsleute, Missionen, Regierungsbeamte oder die Bantu in ihren traditionellen Siedlungen, erleichterten meine Untersuchungen wesentlich. Mein Zelt war die längste Zeit unnötiger Ballast. Aber auch in Pretoria und überall sonst im Lande unternahm man alles, gar nicht erst das Gefühl aufkommen zu lassen, man sei in einem fremden Land. Ganz besonders muß ich meine Gastgeber während meines eineinhalbjährigen Aufenthalts in Pretoria erwähnen. Gastgeber ist dabei ein unzutreffendes Wort, denn das Haus des Richters Franz Rumpff, seiner so sehr liebenswerten Gattin und seiner fünf Kinder war für mich ein wirkliches zu Hause, wie ich es mir wärmer nicht hätte wünschen können; der Abschied fiel wirklich schwer.

Deshalb sei diese Arbeit neben meinen lieben Eltern allen meinen südafrikanischen Freunden gewidmet.

Einleitung

Die vorliegenden Untersuchungen sollen ein Beitrag sein zu dem weiten Problemkreis der Rumpfflächenbildung. Am Ausgangspunkt meiner Studien lag v. a. die Frage, wo auf der Erde gegenwertig flachwellige Abtragungsverebnungen gebildet werden. Da alle größeren terrestren Verebnungsflächen in den humiden Außertropen heute offenbar durch tiefgehende Zertalung zerstört werden, aus den wechselfeuchten Tropen aber überall weite, unzertalte Rumpfflächen geschildert werden, bot sich als Beitrag zu einer genaueren Abgrenzung der Erdräume mit aktiver Rumpfflächenbildung das Studium der Oberflächenformen des am Rande der Tropen gegen die Außertropen gelegenen Nordtransvaal besonders an. Es galt also zunächst einmal festzustellen, ob die weiten Abtragungsebenen, von denen Obst und Kayser in ihrem großen Werk über „Die Große Randstufe auf der Ostseite Südafrikas und ihr Vorland“ gesprochen haben, gegenwärtig in Weiterbildung begriffen sind oder ob sie heute zerstört werden und damit als Vorzeitformen angesprochen werden müssen (Fig. 1).

Wie sich sehr bald erwies, werden die weiten Rumpfflächen des Pietersburger Hochlandes und des Transvaaler Lowvelds sehr wohl weitergebildet. Mit dieser Feststellung war das semiaride, randtropische Nordtransvaal also der Flächenbildungszone von Büdel (1950: S. 75; S. 87 ff.; 1963: S. 278 ff.; Abb. 1, S. 272) bzw. dem Bereich der Flachmuldentallandschaften von Louis (1960: S. 74 ff.; S. 100 ff.) zuzuordnen.

Als nächstes galt es dann, an Hand der feineren Formgestaltung dieser Rumpfflächen zu möglichst treffenden Anschauungen über ihre Entstehung zu gelangen. Anfänglich diente mir als theoretisches und methodisches Arbeitssystem die Unterscheidung von Pedimentflächen und Flachmuldentälern. Ich wollte also feststellen, ob die Verebnungen wirklich flachmuldenförmigen Querschnitt besitzen, wobei die Mulde talauf in einen Talausgang hineinleitet. In diesem Falle wäre der entscheidende Faktor für die Entstehung der Verebnung wahrscheinlich große Flächenspülwirkungen gewesen, die gegen Hauptentwässerungsbahnen — eben die Flachmuldentäler — hin konvergieren.

Die zweite Möglichkeit in meinem anfänglichen arbeitshypothetischen System war, daß die Verebnungen schwach kegelförmige Gestalt haben, so daß die Spitze des betreffenden Kegelmantels in einen Talausgang hineinweist. In diesem Fall hätte man es wahrscheinlich mit Teilen von „Pedimentflächen“ zu tun gehabt, die durch seitliche Erosion von stark belasteten, verwildernden und sich gabelnden Flüssen vor den Talausgängen entstanden sind. Daneben war ich aber stets offen zur Feststellung noch anderer Formmerkmale, die zu einer weiteren Erklärungsmöglichkeit für die Abtragungsverebnungen hätte führen können.

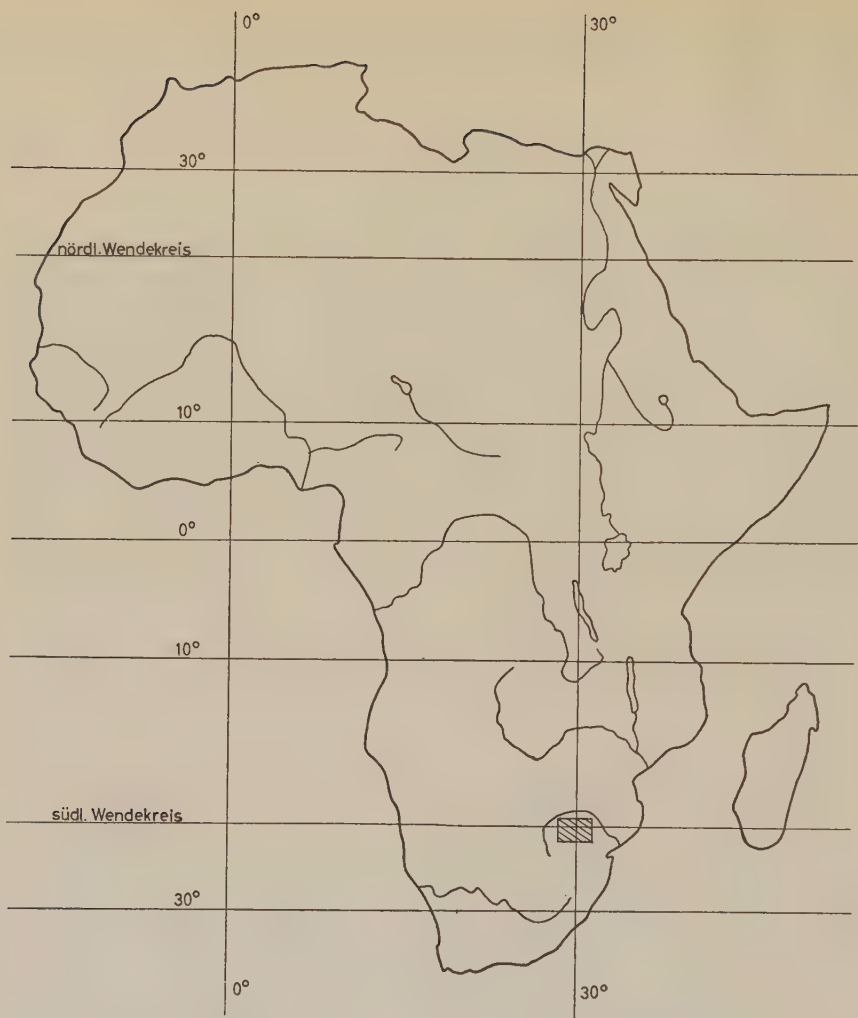


Fig. 1: Lage des Studiengebietes in Afrika

Da den Rumpfflächen Nordtransvaals alle Kennzeichen, die zur Deutung als „Pedimente“ im Sinne von Johnson (1931; 1932 a; 1932 b) notwendig gewesen wären, fehlen, schied diese Erklärungsmöglichkeit schon bald aus. Später kamen mir beim Studium der südafrikanischen (v. a. King, Fair, Mabbutt, Dixey) und v. a. der amerikanischen Literatur und auch der beiden sehr guten Arbeiten von Waibel (1925; 1928) wesentliche Zweifel an der Gültigkeit der Johnson'schen Theorie auch für aride Gebiete. Diese Zweifel wurden durch eigene Anschauungen in der Karroo, in Betchuanaland und in Südwestafrika verstärkt.

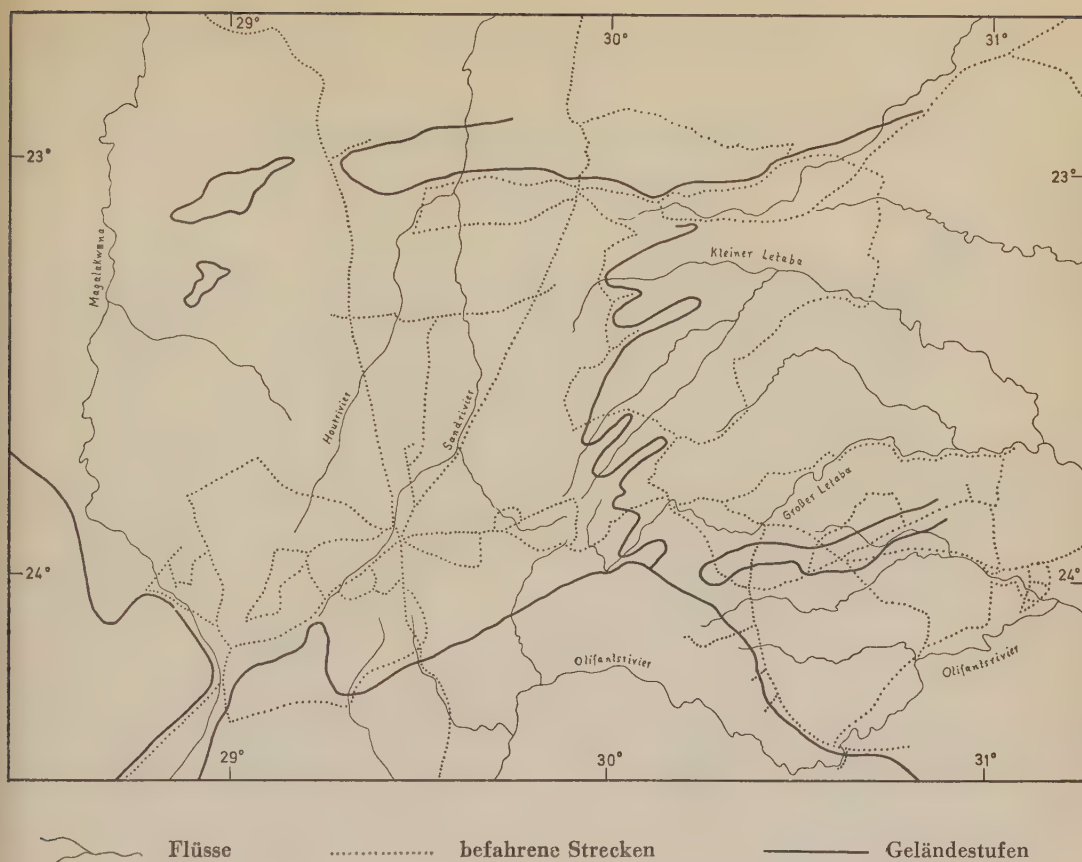


Fig. 2: Routenskizze im Maßstab 1:2 Mill.

Neben dem Sammeln eines möglichst genauen Beobachtungsmaterials über die vorhandenen Formen galt es ein gutes Bild über die klimatischen, tektonischen und petrographischen Bedingungen zu gewinnen, da ich von vornherein annahm, daß die Oberflächenformen in ihrer Genese und ihrer charakteristischen Ausbildung ohne Kenntnis und Berücksichtigung des Klimas und der Geologie nicht voll zu verstehen sind.

Ein großer Teil meiner Untersuchungen konzentrierte sich schließlich auf die vielen Inselberge des Pietersburger Hochlandes und des Lowvelds. Zur Klärung wichtiger Fragen ihrer Entstehung, ihrer Weiterentwicklung und feinerer Formunterschiede erwies sich mein Arbeitsgebiet als besonders günstig, da hier auf engstem Raum sehr verschiedenartige Gesteine auftreten, die alle wesentliche Züge des Inselbergbildes bedingen.

A. Beschreibung der Beobachtungen

I. Allgemeines

Da eine einigermaßen gute Kenntnis des Formenbildes auch für das nachvollziehende Verständnis der Formgenese durch den Leser unerlässlich ist und da das Formenbild der Landschaften Nordost-Transvaals sehr stark von dem uns gewohnten in den Waldklimaten der Mittelbreiten abweicht, halte ich es für notwendig, eine einigermaßen genaue Beschreibung unserer beiden Inselberglandschaften zu geben*.

Dieser eingehenderen Formenbeschreibung möchte ich jedoch noch eine kurze Darstellung der geologischen und der klimatischen Verhältnisse voranschicken, denn ich habe bei meinen Untersuchungen die Überzeugung gewonnen, daß bestimmte Züge des Gesteinsuntergrundes und des Klimas einen entscheidenden Einfluß auf die Formgenese unserer Landschaften ausüben und daß das Formenbild ohne Berücksichtigung dieser Gesteins- und Klimagegebenheiten nicht zu verstehen ist.

1. Geologie

Der Untergrund unserer beiden Inselberglandschaften (Fig. 3) besteht weitgehend aus der riesigen Granitmasse des „Old Granite“, die ein Teil des ausgedehnten Granitsockels ist, der weite Teile des afrikanischen Kontinents und darüber hinaus der Gondwanaländer bildet. Dieser Granit ist aber nicht homogen, sondern seine meist ziemlich feinkörnigen, oft schwach vergneisten Massen werden häufig von massigen, grobkörnigen und sehr kluftarmen Partien durchsetzt**.

In diesem Granitmeer sind an vielen Stellen verschieden weit ausge dehnte Partien hochmetamorpher Gesteine des „Archaischen Komplexes“ erhalten, Reste der ehemals geschlossenen Decke, in die der „Old Granite“ intrudierte. Im Lowveld wird der Granit außerdem streckenweise von ganzen Scharen von kleinen Syenitintrusionen durchsetzt.

An den Rändern meines Studiengebietes wird der Granit noch von den mächtigen Sedimentfolgen des späteren Archaikums und des Paläozoikums, in denen Quarzit- und Sandsteinbänke vorherrschen, überlagert. Ganz im Westen des Pietersburger Hochlandes schiebt sich noch ein schmales Band von Graniten, Gabbros und Noriten des „Bushveld Igneous Complex“ zwischen den „Alten Granit“ und die paläozoischen Sandsteine des Waterberg.

* Als topographische Übersichtskarten bei der Lektüre dieser Arbeit dienen die Blätter Pietersburg und Messina der Karte 1 : 500 000 von Südafrika.

** Im folgenden werden unter dem Terminus „Granit“ auch diese schwach vergneisten Massen verstanden; der Terminus „Metamorphit“ wird sich auf die hochmetamorphen Gesteine des archaischen Komplexes beschränken.



Karoo System



Palabora Komplex
(v. a. Karbonatgesteine
und Syenit)



Waterberg und Loskop
Systeme (v. a. Sand-
steine und Quarzite)



Bushveld Igneous Complex
(Granit, Gabbro, Norit)



Transvaal System (v. a.
Dolomite und Quarzite)



Metamorphite des
Archaischen Komplexes



Witwatersrand System
(v. a. Quarzite) und
Dominion Reef System

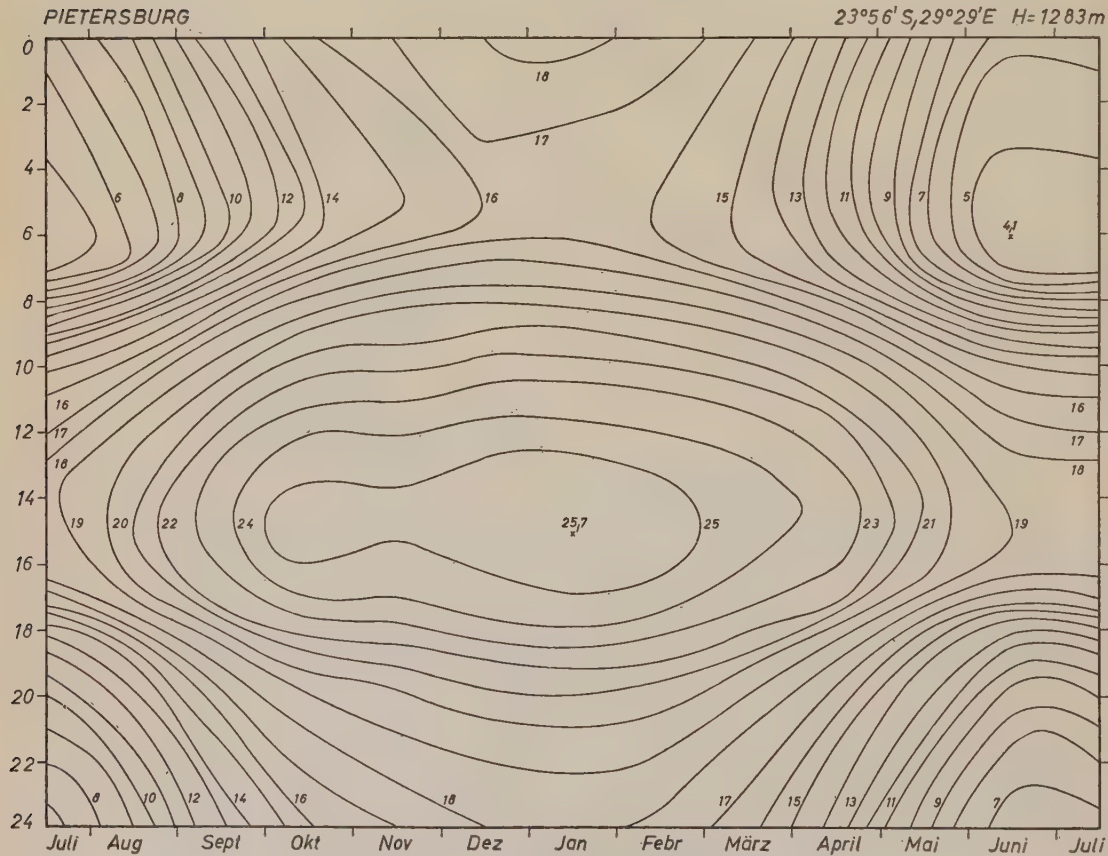


Alter Granit

Fig. 3: Geologische Übersichtsskizze. Maßstab 1 : 2 Mill.

2. Klima

Das Pietersburger Hochland und das Lowveld erstrecken sich etwa gleichmäßig beiderseits des südlichen Wendekreises. Das Klima ist damit in seinen Hauptzügen tropisch, allerdings hat das Pietersburger Hochland wegen seiner *großen Meereshöhe* ziemlich tiefe Temperaturen; in der Stadt Pietersburg werden in 1,2 m Höhe über dem Boden alljährlich im Durchschnitt an sieben Tagen Temperaturen unter 0°C . gemessen. Wie das Thermo-Isoplethen-Diagramm von Pietersburg (Fig. 4) zeigt, überwiegt die Tagesschwankung der *Temperatur* deutlich die Jahresschwankung. Aus dem Temperatur-Niederschlag-Diagramm (Fig. 5) ist zu sehen, daß Pietersburg eine sechsmonatige warme Jahreszeit mit Monatsmitteln um 20° hat, von denen die des Dezember und Januar mit $20,8^{\circ}$ die höchsten sind, daß die Temperatur dann stärker gegen die beiden Winter-



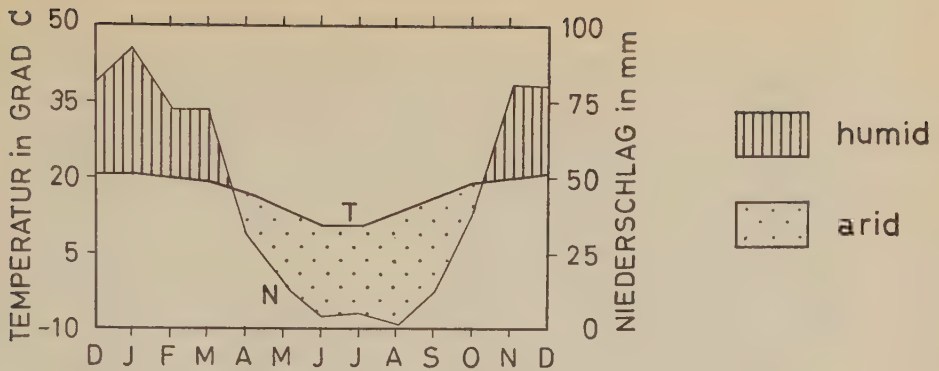


Fig. 5: Niederschlags- und Temperatur-Diagramm von Pietersburg

monate Juni und Juli mit Monatsmitteln von $10,8^\circ$ bzw. $10,9^\circ$ abfällt, um dann wieder stärker gegen den längeren warmen Sommer anzusteigen.

Die *Niederschläge* schwanken dagegen weit stärker von Monat zu Monat. Die Jahresniederschlagssumme von 508 mm verteilt sich sehr ungleichmäßig über das Jahr. Die 6 Monate von Oktober bis März erhalten 86 %, und in dem Quartal von November bis Januar fallen sogar über 50 % aller Niederschläge. Das Quartal von Juni bis August ist mit nur 2,3 % entsprechend trocken. Außerdem fallen die Niederschläge meist in kurzen heftigen Gewitterschauern. Ähnliche Niederschlagsverhältnisse herrschen überall im Lowveld und auf dem Pietersburger Hochland, wobei die Jahresmengen von Station zu Station zwischen knapp 300 mm und 800 mm, jedoch mit einem Häufigkeitsmaximum zwischen 400 mm und 600 mm, schwanken. Die einzelnen Stationen zeigen von Jahr zu Jahr häufig positive und negative Abweichungen von 50 % vom langjährigen Durchschnitt.

Nach dem Ariditätsindex $i = \frac{12n}{t+10}$ von de Martonne (1926), der sich nach den vergleichenden Untersuchungen von Lauer (1952; 1951) für die Tropen am treffendsten erwies, besitzt Nordost-Transvaal einen Jahresgang der *Humidität* mit nur 5 humiden Monaten (November bis März) und 7 ariden Monaten (April bis Oktober) (Fig. 6).

Diese stark ausgeprägte Periodizität der Niederschläge führt u. a. dazu, daß die meisten Flüsse Nordost-Transvaals nicht perennierend sind. Nur der aus den südlichen Hochländern Transvaals stammende Olifantsrivier und die größeren Flüsse, die ihr Einzugsgebiet in der stärker begregneten Randstufenregion oder in den Soutpansbergen haben, fließen das ganze Jahr über, allerdings mit sehr großen Schwankungen in der *Wasserführung*. Alle anderen Flüsse, v. a. die, die ihren Ursprung in den Rumpfflächen selbst haben, fließen nur in den Monaten mit stärkeren Niederschlägen; in der Trockenzeit liegen sie vollkommen ausgetrocknet da. Als Beispiel der Wasserführung eines solchen Flusses seien die Messungen am Sandrivier, des größten Flusses des Pietersburger Hochlandes,

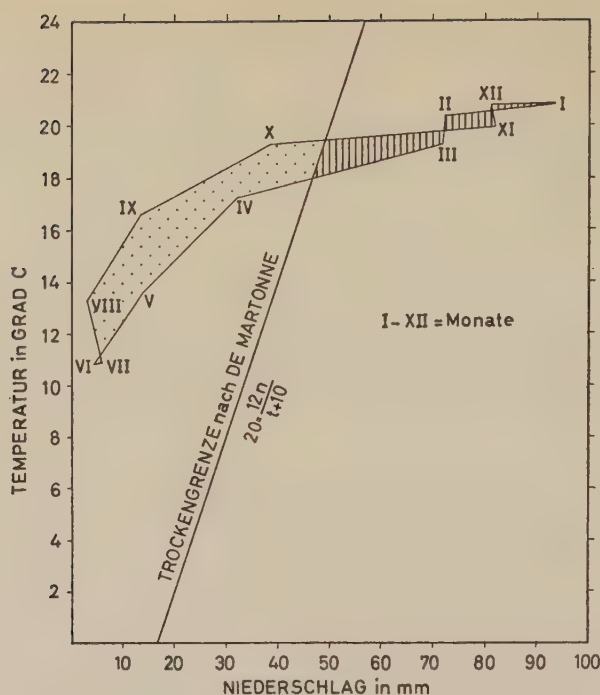


Fig. 6: Humiditäts-Diagramm von Pietersburg

von der Station Mara am Fuße der Soutpansberge angeführt. Das Einzugsgebiet bis zum Messungspunkt ist 6545 km² (Tab. 1). Im Messungsjahr 1960/61 war die Gesamtmenge 10 944 morgen-feet, mit Wasserführung im Oktober und von Dezember bis Mai, im Messungsjahr 1963/64 dagegen nur 4231 morgen-feet, die sich auf die Monate Dezember bis April verteilen.

Tab. I: Wasserführung des Sandrivier bei Mara (23°04' S, 29°35' E).

Jahr: 1959/60.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni- Sept.
Monatsabfluß in morgen-feet:	5.8	1923	4812	49	1351	515	73	57	—
höchst. Tagesmittel in cusecs:	1.3	545	642	15	305	381	23	3.7	—
niedr. Tagesmittel in cusecs:	0	0	4.8	0	0	0	0	0.5	—
absolutes Maximum in cusecs:	1.3	641	781	15	338	641	30	3.7	—
Zahl der Tage mit Abfluß:	7	17	31	14	13	10	15	31	—

3. Vegetation

Der Vegetationstyp der Rumpfflächen in Nordost-Transvaal ist die Trockensavanne. Sie tritt sowohl in den Unterarten der lockeren Trockenwälder vom Miombo-Mopane-Typus wie auch als Grasformation auf. Im Lowveld ist es v. a. der Mopanewald (Abb. 13), der unüberschaubare, einheitliche Bestände bildet. Im Pietersburger Hochland finden wir v. a. Grasformationen (z. B. Abb. 8), aber v. a. im nördlichen Teil zeigen ausgedehntere Wald- oder Buschbestände an (z. B. Abb. 4), daß auch hier früher der Trockenwald oder wenigstens der Trockenbusch vorherrschte. An besonders trockenen Stellen des Pietersburger Hochlandes gewinnen niedrige Dornbüsche immer größere Bedeutung. Diese deuten an, daß sich das Gebiet dicht an der Grenze von der Trocken- zur Dornsavanne befindet.

Alle diese Vegetationsformen sind dadurch ausgezeichnet, daß nicht nur die Bäume locker stehen, sondern daß auch die Gräser nur horstartig isoliert den Boden bedecken, so daß dieser weitgehend offen und ungeschützt daliegt. Die Aridität des Klimas wird gut angezeigt durch die vielen Kandelaber-Euphorbien und im sommerheißen Lowveld auch durch die Baobab-Bäume.

Dieses Bild der Vegetation stimmt gut mit den Untersuchungen von Lauer (1952: S. 79; 1951: S. 286) überein, der nachweisen konnte, daß die klimatische Vegetationszone der Trockensavanne ziemlich genau übereinstimmt mit den Gebieten mit 5—7 ariden Monaten, unabhängig von der Jahresniederschlagsmenge, die dabei um ein Mehrfaches ihres Betrages schwanken kann.

4. Allgemeines Landschaftsbild

Sowohl das Pietersburger Hochland wie auch das nördliche Lowveld erwecken den Eindruck weitgespannter, kaum zu übersehender und kaum gegliederter Ebenen, wenn man sie flüchtig aus der Höhe — etwa von einem der ihnen aufgesetzten Inselberge — betrachtet (Abb. 4). Aber meist zeigt sich schon bei näherem Hinsehen, daß sie sehr wohl in weite Talsysteme und sehr flache wasserscheidende Schwellen gegliedert sind, daß sie also ganz „normale“ Tallandschaften darstellen, wenn auch mit sehr geringem Relief. Das Relief kann aber auch manchmal so gering werden, daß man beim Überblicken von einem höheren Standort selbst bei genauerem Hinsehen große Schwierigkeiten hat, den Verlauf der Täler zu erkennen.

Wenn sich der Blick in diesen ganz flachwelligen Ebenheiten zu verlieren droht, dann geben doch hier und da steil aus diesen Flächen aufragende Inselberge dem schweifenden Blick Ruhepunkte, an denen er sich orientieren kann (Abb. 1, 2, 3). Oft drängen sich eine Reihe dieser so sehr augenfälligen Inselberge um einen etwas größeren, sie beherrschenden Berg; ein anderes Mal finden sich nur einige wenige zu einem lockeren Beieinander zusammen; häufig sieht man aber auch völlig vereinzelte, in der weiten Ebenheit wie verloren wirkende Bergfiguren der verschiedensten Größe. Meist kann man am fernen Horizont — leicht im Dunst

verschwindend — steile, mauerartige Begrenzungen dieser Ebenen sehen: es sind dies die mächtigen Sandsteinplateaus des Waterbergs, des Bloubergs und der Soutpansberge oder die gewaltigen Schichtkämme der Drakensberge und der Strydport Range. Diese Eintönigkeit der Formen wird meist noch verstärkt durch die über weite Strecken reichende Gleichartigkeit der Vegetation: überwiegend Grasland im südlichen und niedrigerer Dornbusch im nördlichen Pietersburger Hochland, und die meist ungeheure Monotonie des hochstämmigeren Mopane-Bush im Lowveld.

Neben der fast überall beim Betrachten zu erkennenden ganz leichten Wellung von Tal zu Tal dachen sich die beiden Rumpfflächen einheitlich nach Norden bzw. nach Osten ab. Das Pietersburger Hochland fällt auf den ca. 100 km von Pietersburg nahe seinem Südrand bis zum Eintritt des Sandriviers in die Soutpansberge um etwa 400 m ab; das bedeutet eine allgemeine Abdachung um 4‰ . Das Lowveld benötigt etwa 100 km, um von 2000 ft. auf 1000 ft. abzufallen, besitzt also eine allgemeine Abdachung von ca. 3‰ . In beiden Fällen ist die Abdachung in den Oberlaufgebieten der Flüsse etwas größer. Diese Neigung in der Hauptabdachungsrichtung ist aber beim Überblicken der Landschaft nicht direkt zu erkennen, sondern kann nur an Hand des Talsystems gefolgert werden.

Nach dem bisher Gesagten läßt sich zusammenfassend sagen, daß wir mit dem Pietersburger Hochland und dem nördlichen Lowveld zwei typische Beispiele von *Inselberglandschaften* vor uns haben.

Wenn man sich nun um eine nähere Formanalyse dieser Inselberglandschaften bemüht, so ist die erste und wichtigste Erkenntnis, daß es v. a. zwei *Formsysteme* sind, die diese Landschaften zusammensetzen:

1. die ganz flachen Muldentäler,
2. die ihnen wie Fremdkörper aufsitzenden Inselberge.

Gerade das enge räumliche Nebeneinander dieser beiden so gegensätzlichen Formen macht die Inselberglandschaften zu einem eigenen Typus innerhalb einer morphologisch ausgerichteten Landschaftsklassifizierung. Kennen wir also die feineren Charakteristiken der Flachmuldentäler und der Inselberge und ihr gegenseitiges Verhältnis zueinander, so kennen wir die Morphologie unserer beiden Rumpfflächen in ihren entscheidenden Zügen.

II. Das Pietersburger Hochland

Trotz weitgehender qualitativer Übereinstimmung der Formelemente des Pietersburger Hochlandes und des Lowvelds möchte ich deren Beschreibung doch getrennt durchführen. Ich beginne mit dem Pietersburger Hochland.

Wie bereits gesagt, steigt es mit einer durchschnittlichen Neigung von ungefähr 4‰ von Norden nach Süden an. Seine *tiefsten Teile* liegen am Fuße der Soutpansberge, wo 3000 ft. unterschritten werden und der Sandrivier in 2800 ft. Höhe in sein enges Durchbruchstal eintritt. *Höhen* von über 5000 ft. werden von der eingeebneten Rumpffläche nur in zwei relativ kleinen Gebieten erreicht: in dem Eingeborenenreservat Mashashane,

etwa 30 km westlich von Pietersburg und in der Umgebung der Missionsstation Maphuto, etwa 15 km südöstlich von Pietersburg. In Mashashane Location handelt es sich um die sehr weit gespannte und flache Wasserscheidenschwelle zwischen dem Sand- und Houtrivier-System (Norden und Osten) und dem Magalakwena-System (Westen und Süden); bei Maphuto ist es die ebenso sanfte Wasserscheidenregion zwischen dem Sand- und Dieprivier-System im Norden und Westen und den Quellarmen des Chuni- und Malipsrivier im Osten und Süden, die weiter unterhalb durch enge Durchbruchstäler in der Strydport Range dem Olifantsrivier zufließen. Im Südosten reichen nur die steileren Formen der noch nicht bis zu dem allgemeinen heutigen Abtragungsniveau eingerumpften *Randschwellenregion* (s. Obst/Kayser, 1949: S. 88) über 5000 ft., die sogar in einigen breiten Gipfeln über 6000 ft. erreicht (Schneleskop: 6248 ft.).

Im Westen des Pietersburger Hochlandes ist die Abtragung im Bereich des *Magalakwenariviers* schon etwas weiter fortgeschritten, so daß hier Flächen von unter 3000 ft. weit nach Süden vorgreifen; damit richtet sich die allgemeine Abdachung des westlichen Teils des Hochlandes nach Westen und Nordwesten, wobei die Neigung der Gesamtabdachung hier etwas steiler ist und im Süden ca. 10 ‰ erreicht (3000 ft. — 4000 ft. in ca. 35 km).

1. Die Flachmuldentäler der Rumpffläche

Die Anordnung des *Flußnetzes* im *Grundriß* weist keine besonderen Abweichungen von dem uns aus den Mittelbreiten gewohnten Bild auf. Es ist ein dendritisch sich gegen die Oberläufe zu verzweigendes Netz, wobei vielleicht der über weite Strecken $\pm$ parallele Lauf der Hauptarme zu bemerken ist (siehe etwa Flußnetz des Lowvelds in Fig. 8).

Erst im *Aufriß* zeigen die Täler Eigenschaften, die von denen der Täler der Mittelbreiten stark abweichen. Damit sind wir bei dem wichtigsten Charakteristikum dieser Rumpfflächen: 1. Alle ihre Flüsse, von den größten bis zu den kleinsten Quell- und Nebenarmen, haben ein erstaunlich *starkes Gefälle*, und 2. fließen sie alle in Tälern mit sehr *flach muldenförmigem Querprofil*.

Das Längsprofil der Flüsse

Die Tabelle II (Anhang) gibt die Gefällswerte der größten Flüsse, wie sie aus der Karte 1 : 250 000 zu ersehen sind*. Leider gibt es nur Höhenlinien im Abstand von 500 ft., so daß sich über die feinere Gestaltung des Längsprofils nichts sagen läßt. Aber auch so gewinnt man ein gutes Bild von dem großen *Gefälle* der Flüsse des Pietersburger Hochlandes.

Der größte dieser Flüsse, der Sandrivier, fällt auf seinem 250 km langen Lauf (wovon allerdings ca. die Hälfte außerhalb unseres Gebietes liegt) etwa 900 m ab. Das ergibt ein Durchschnittsgefälle von 3,6 ‰. Da-

* Eine Reihe von Gefällsmessungen an Flüssen des Lowvelds auf der Karte 1 : 250 000 zeigten beim Vergleich mit Messungen an den gleichen Flüssen auf den Karten 1 : 18 000, daß der Fehler bei den kleinmaßstäblichen Karten im ungünstigsten Falle bei 10 ‰, meist aber darunter liegt.

mit hat der Sandrivier ein fast 10mal stärkeres Gefälle als der in der Länge vergleichbare Main ($0,37\text{‰}$). Im einzelnen sind die Längsprofile noch sehr unregelmäßig und zeigen keineswegs das durchhängende Ideal-Ausgleichsprofil, das man nach den klassischen Darstellungen bei einem Fluß mit einem derart „reifen“ Talquerprofil erwarten würde (ganz abgesehen von den hohen Gefällswerten). Es zeigt sich aber doch, daß auch hier die oberen Laufteile der Quellarme im ganzen ein merklich stärkeres Gefälle besitzen als die mittleren und unteren Laufteile der größeren Flüsse; die Unterschiede halten sich jedoch in bescheidenen Grenzen. Es gibt keine groben Gefällsbrüche wie Wasserfälle oder größere Stromschnellen.

Die Täler im Querprofil

Das Querprofil all' dieser Flußtäler — bis in den äußersten Oberlaufbereich — ist flach muldenförmig. Das eigentliche *Flußbett* ist häufig ein wenig in die Flachmulde eingetieft (Abb. 5), aber nie mehr als wenige Meter. Oft ist es aber auch nicht eingetieft oder nur um wenige Dezimeter, besonders bei den kleineren Bächen. Da bei Hochwasser der Wasserspiegel der Flüsse bis zu mehreren Metern über den Bettboden ansteigt, sind die Flüsse in den allermeisten Fällen also überhaupt nicht in ihre flachen Talhänge eingetieft.

Von diesem Talboden steigen die *Talhänge* ganz flach an, manchmal so flach, daß man Schwierigkeiten hat, überhaupt eine Neigung festzustellen. In den meisten Fällen beginnt der Anstieg der Talhänge jedoch mit einer Neigung von $\frac{1}{2}^\circ$ bis 1° (9‰ — 18‰), um ganz allmählich an Neigung zu gewinnen. So kann man Hunderte von Metern oder gar kilometerweit weitergehen, ohne daß der Hang einige wenige Grad Neigung übertrifft. Oft genug werden kilometerlange Hänge nicht steiler als 1° oder 2° . Der Talhang steigt also mit einem extrem flach-konkaven Profil vom Talboden gegen die Wasserscheiden an (siehe z. B. Profile 1 und 6 der Figur 7).

Meist sind die *Wasserscheiden* ganz sanfte, breit-konvexe Schwellen oder Rücken, von denen es auf einem anderen ganz flach-konkaven Talhang zum Talboden des nächsten Flusses hinabgeht. Der Radius dieser konvexen Profillinie der Wasserscheiden scheint manchmal für das Auge gegen unendlich zu wachsen, so daß die Wasserscheide den Eindruck einer völlig ebenen Fläche erweckt. Man kann manchmal bei allem Bemühen nicht entscheiden, ob man sich nun auf der rechten oder auf der linken Seite der Wasserscheide befindet. Selbst das auf diese Ebenheiten fallende Regenwasser scheint einige Zeit zu benötigen, bis es sich klarwerden kann, in welche Richtung es nun zu fließen hat. In den meisten Fällen ist jedoch eine merkliche, wenn auch schwache Konvexität ausgebildet.

Nach meinen Beobachtungen scheint es nun die Regel zu sein, daß je größer der Fluß und je weiter sein Tal ist, desto flacher auch seine Hangneigung ist; in anderen Worten: in der überwiegenden Mehrzahl der beobachteten Fälle haben die kleineren Flüsse — seien es kleinere Zuflüsse im Unterlaufbereich oder Quellarme des Hauptflusses — nicht nur ein schmaleres, sondern auch ein etwas steileres Talquerprofil. Aber auch

diese Unterschiede halten sich in bescheidenen Grenzen: Während die Hänge größerer Flüsse in einigem Abstand vom Talboden 2° — 3° Maximalneigung erreichen, haben die Hänge kleinerer Täler 3° — 4° , in selteneren Fällen 5° oder gar 6° Maximalneigung. Wie ich außerdem an mehreren Beispielen beobachten konnte, scheint sich auch innerhalb eines Tales das Querprofil flußabwärts auszuweiten und zu verflachen, wenn sich nicht andersartige Einflüsse geltend machen. Aus diesem regelmäßigen Wechsel der Neigung der Talhänge mit der Größe und dem Gefälle der Flüsse läßt sich schließen, daß die Talhänge offenbar Ausgleichsflächen sind, die dem zu erwartenden Transportvermögen des fließenden Wassers entsprechen.

Auf diesen Tatbestand weisen auch theoretische Überlegungen hin: die gesamte Rumpffläche dacht sich in gleichem Maße nach Norden ab wie die Flüsse; die absolute Höhendifferenz zwischen Talboden und Wasserscheide ist damit also überall etwa gleich; wenn sich nun flußaufwärts das Flußnetz verfeinert und in immer mehr Arme verzweigt, so müssen die schmaleren Täler etwas steilere Hänge besitzen, da diese sonst gar nicht die Höhen der Wasserscheiden erreichen würden.

Verwitterungsmantel und Kleinformen der flachen Talhänge

Die flachen Talhänge und die wasserscheidenden Schwellen sind fast durchgehend von einer sandig-grusigen, nur ganz schwach humosen Verwitterungsschicht bedeckt (Abb. 7). Nach der von R. Ganssen (u. a. 1963: S. 83) vertretenen Auffassung dürfte man diese Verwitterungsdecken in vielen Fällen kaum als Boden bezeichnen, da sie häufig noch keine bestimmte Struktur durch neu entstandene Stoffe mit Sorptionseigenschaften besitzen; es wären dann nach seiner Auffassung reine Lockermassen ohne Bodeneigenschaften. Die südafrikanischen Bodenkundler (van der Merve, 1940) bezeichnen dieses Material jedoch als „Ferruginous Lateritic Soil“. Durch ein schwach ausgebildetes Profil erweist er sich als in situ gebildet.

Diese Verwitterungsschicht wird an vielen Stellen von flachen, schildförmigen Austritten des anstehenden Granits durchragt (Abb. 7). Auch in den meist mit scharfem Rand etwas in die weiten Talmulden eingetieften Talböden, die meist völlig mit eingeschwemmtem Sand und Grus (Abb. 5) und nur dort, wo sie unmittelbar von einem steilen Inselberg überragt werden, mit größerem Blockschutt bedeckt sind (Abb. 6), tritt häufig der frische anstehende Fels aus. Diese Tatsache und gelegentliche Einblicke in Sandgruben und dgl. lassen erkennen, daß der Verwitterungsmantel selten 2 Meter überschreitet.

Oberflächlich lassen sich häufig Spuren weitflächiger Verspülungen der sandigen Deckschicht erkennen; sie reichen von Miniaturformen wie kleine Stauwälle des Sandes an Grashorsten, kleine schwemmkegelartige Formen und in Hangneigung leicht gestriemte Sandflächen über kleine, in Zentimetern zu messende, parallel angeordnete Spülrillen bis zu ganz flachen, seichten Spülmulden, gegen die hin die im großen und ganzen flächenhaft abfließenden Regenwassermassen leicht konvergieren. Diese flachen Spülmulden, die nach der Breite in Dezimetern und nach der Tiefe in Zentimetern zu messen sind, leiten über zu immer größer werdenden

Flachmulden, bis man sie als Nebenbachgründe bezeichnen kann. Je größer aber diese Formen werden, desto seltener und weitständiger werden sie. Bei weitem der größte Teil der flachen Talhänge ist glatt und ungegliedert. Bei einer stetigen Neigung gegen den horizontalen Talboden und einer geringeren Neigungskomponente parallel zum Fluß weisen sie nur eine Feingliederung in der Größenordnung von Zentimetern auf.

Abwandlungen im Querprofil

Von diesem „Normalbild“ der Flachmuldentäler gibt es hin und wieder leichte *Abweichungen*. Bei manchen der größeren Flüsse, v. a. wenn ihr Normalwasserbett merklich in die Flachmulde eingetieft ist, steigt der Talhang für die ersten 10—20 Meter Horizontalerstreckung etwas steiler an (maximal 3°), um erst dann in den normalen flachen, sanft konkav ansteigenden Hang überzugehen. In diesem Fall weist der Talhang also neben dem oberen konvexen Teil und dem unteren konkaven Teil nochmals einen untersten kurzen konvexen Hangteil auf, bevor er am Talboden endet.

Eine zweite wichtige Abweichung vom Normalbild findet sich dort, wo den Abtragungsverflachungen, deren wesentlicher Bestandteil die Talhänge der Flachmuldentäler sind, noch nicht eingerumpfte steilere Formsysteme aufsitzen, nämlich die Inselberge (Fig. 7). In den meisten dieser Fälle werden die Talhänge gegen den Fuß der Inselberge oder Inselmassive steiler als es gewöhnlich bei bis zur allgemeinen Ausgleichsfläche eingerumpften Wasserscheiden der Fall ist. Hier können die oberen Talhänge Neigungen von 6°—8° (100 ‰—140 ‰) erreichen, bleiben aber meist doch in Nachbarschaft von 4°—5° (70 ‰—85 ‰). Das gilt jedoch nur für eine relativ kurze Strecke unmittelbar vor dem Fuß der Inselberge, während der übrige lange Hangteil ähnlich niedrige Neigungswerte aufweist wie sonst auch. Die Konkavität ist also am oberen Hangteil stärker ausgeprägt.

In vielen Fällen ist es jedoch äußerst schwer zu bestimmen, bis wohin der Talhang reicht und wo der Berghang beginnt. Die Inselberge steigen nämlich keineswegs immer mit einem deutlich zu lokalisierendem Gefällsbruch über die Abtragungsverflachungen auf, sondern gehen häufig mit einer sanften, $\pm$ langen konkaven Hangschleppe in die umgebenden Fußflächen über (siehe z. B. Profile 7, 8, 9 in Fig. 7). Hier wird sogar oft die Unterscheidung der Formen in Talhänge und Berghänge an sich problematisch.

2. Die Inselberge

Mit diesem Punkt sind wir bereits bei der Beschreibung des zweiten wichtigen Formsystems unserer Inselberglandschaft angelangt, nämlich der der *Steilformen*, die der flachwelligen Rumpffläche aufsitzen. Sie stehen dem völlig koordinierten System der unter der Kontrolle des fließenden Wassers stehenden Ausgleichsflächen als Fremdkörper gegenüber. Diese Steilformen sind offensichtlich auch Klimaxformen, allerdings in Bezug auf oder unter der Kontrolle anderer Faktoren als der des fließenden Wassers.

Verbreitung und Ausdehnung der wichtigsten Inselmassive und Inselberggruppen

Bei der Darstellung ihrer Verbreitung möchte ich vorweggreifend sagen, daß sich deutliche Formunterschiede zeigen zwischen Inselbergen oder Inselmassiven, die im Granit ausgebildet sind, und denen in sedimentären und metamorphen Gesteinen.

Einige der größeren *Inselmassive* sind an das Vorkommen größerer Körper *hochmetamorphisierter Gesteine* des Archaischen Komplexes gebunden; es sind dies: im äußersten Südwesten des Pietersburger Hochlandes der markante, doppelgipfelige Ysterberg, der die Paßstraße von Potgietersrus überragt; etwas weiter gegen Pietersburg das wohl prominenteste der Inselmassive, der in drei parallele Züge aufgeteilte Mt. Marée; etwa 30 km NNO von Pietersburg das weiträumige und sehr unregelmäßige Massiv bei den Farmen Salamis, Koppie Alleen, Kalkfontein, das einen langen schmalen Ausläufer nach W schickt; dazu kommt der kleinere, aber sehr markante Ziervogelkop (Abb. 9), etwa 50 km nördlich von Pietersburg, und einige kleinere Inselberge, die an eine schmale, über 100 km vom Mt. Marée nach ONO ziehende Zone metamorphisierter basischer Intrusivgesteine wie Serpentin und Amphibolit gebunden sind.

Die wichtigsten *Inselberggruppen im Granit* befinden sich in den Kerngebieten von vier Eingeborenenreservaten: Matlala's Location (Abb. 1 u. 15), ca. 45 km WNW von Pietersburg; Mashashane's Location, 30 km westlich von Pietersburg; Moletsi's Location, 25 km NNW von Pietersburg (Abb. 2), und Matok's Location, 55 km nordöstlich von Pietersburg. Diese vier Berggruppen sind alle an den sehr massigen, porphyritischen, kluftarmen Granit gebunden, der früher als eine spätere Intrusion in den „Alten Granit“ angesehen wurde, heute aber als Endphase dieses „Alten Granits“ gedeutet wird. Ein fünftes großes Inselmassiv im Granit, das mit 6012 ft. die größte absolute Höhe aller inselhaften Aufragungen des Pietersburger Hochlandes erreicht und das das räumlich ausgedehnteste und noch geschlossenste der Granitmassive ist, befindet sich etwa 45 km WSW von Pietersburg zwischen dem Sandsloot-Tal im NW und dem Lunsklip-Tal im SO. Es ist in den Gesteinen der Hauptphase des „Alten Granits“ ausgebildet. Da ich nirgends einen Namen für diese Berggruppe finden konnte, werde ich es nach seinem höchsten Gipfel das 6012 ft.-Massiv nennen. Etwa 15 km nordwestlich dieses 6012 ft.-Massivs gibt es eine relativ kleine, aber sehr markante Inselberggruppe, die zwar auf der geologischen Karte als aus „Altem Granit“ bestehend gekennzeichnet ist, aber alle Merkmale des späteren, porphyritischen Granits zeigt. Zumindest ist das Gestein dieser Inselberge sehr massiv und sehr kluftarm. Da es auch für sie keinen Namen gibt, werde ich sie nach der Farm, auf der die Hauptberge dieser Gruppe liegen, die Utrecht-Berge nennen.

Dazu kommen noch drei Gebiete gehäufte Inselbergverbreitung; der obere Einzugsbereich des Turfloop unterhalb der Wasserscheide der hohen Randschwellenregion des Woodbush-Hochlandes, 30–40 km östlich von Pietersburg; die Umgebung der Bahnstation Lunsklip, 35–40 km WSW von Pietersburg; und die Gebiete der Bakenberg- und Masibi-Ein-

geborenenreservate, gleich östlich des Magalakwena, 60—70 km westlich von Pietersburg. Dieses letzte Vorkommen liegt bereits in den Graniten, Gabbros und Noriten des jüngeren „Bushveld Igneous Complex“. Außer den bisher genannten Vorkommen inselhafter Auftragungen gibt es noch eine ganze Reihe kleinerer, regellos und isoliert den Abtragungsflächen aufsitzender Inselberge, die oft nur das Ausmaß kleiner Felsburgen oder praller, flacher Schilde erreichen und damit kaum noch als Insel„berge“ anzusprechen sind.

Die Termini Insel- und inselhaft habe ich immer nur als beschreibende Begriffe verwendet, ohne mit ihnen eine bestimmte genetische Bedeutung zu verbinden; höchstens insoweit als ich sagen möchte, die Inselberge seien keine unter der unmittelbaren Kontrolle der Spülvorgänge auf den großen flachen Ausgleichsflächen stehenden Klimaxformen, sondern daß sie der Kontrolle anderer Faktoren und Vorgänge unterliegen. Ich werde auch weiterhin Insel- und inselhaft in rein beschreibendem Sinn gebrauchen, wobei der sofort ins Auge springende Gegensatz zwischen sehr steil und sehr flach das entscheidende Kriterium ist. Ich werde also alle die Gebirgs-, Berg- und Hügelformen inselhaft nennen, die mit einem starken Gefällsbruch, der auf relativ kurzem Raum eintreten muß, über sehr schwach geneigte Flachformen der Abtragung aufragen. Dabei ist die räumliche Ausdehnung der Flachformen, die Höhe der Steilformen und das sie zusammensetzende Material belanglos. Dieser Bedeutung entspricht ja auch das Wort Insel. Ich bin mir bewußt, daß diese *Definition* ziemlich unpräzise ist und der subjektiven Auslegung von „sehr schwach geneigt“ und „starkem Gefällsbruch auf relativ kurzem Raum“ großen Spielraum läßt. Ich halte sie trotzdem für die sinnvollste, wobei dann zur besseren Verständigung nicht einfach von Inselberg gesprochen, sondern möglichst der jeweilige Fall mit ein paar Adjektiven gekennzeichnet werden soll. Ich werde später bei der Erklärung der Formen wegen einer näheren Begründung der Definition hierauf zurückkommen.

Da ich bei der Erklärung der Formen auch auf die feinere Gestaltung der Inselberge zurückkommen muß, werde ich jetzt nur die *Hauptzüge* darstellen. Zunächst kann man die *Inselberge* nach ihrer Größe unterteilen. So gibt es die „Inselmassive“, wie das bei Salamis, das 6012 ft.-Massiv und den Mt. Marée. Sie bestehen aus einem noch recht geschlossenen Kern, sind randlich aber durch buchtartig in sie eingreifende Ausläufer der Verebnungsflächen in einzelne Sporne und diese wieder durch von zwei Seiten sich treffende Buchten in einzelne kleinere Inselberge aufgelöst (siehe z. B. Abb. 15, die allerdings einen Teil der Matlala-Inselberge darstellt). Das ist besonders gut in dem granitischen 6012 ft.-Massiv ausgebildet. Die drei Massive erreichen in ihrer längsten Ausdehnung 10 km bzw. 10 km und 7 km.

Zur nächsten Gruppe muß man die Inselberggruppen in den Matlala- und Moletsi-Locations rechnen (Abb. 1). In ihnen ist die Auflösung bereits soweit vorgeschritten, daß sie kurz vor der völligen Aufteilung in einzelne Inselrücken und -berge stehen. Auch zählt ihre größte Ausdehnung nur noch in wenigen km, wenn man von den schon stark isolierten Inselbergen am Rande absieht. In der Mashashane-Location greifen die Abtra-

gungsverflachungen schon von allen Seiten durch, so daß die Gruppe in einige zwar große, massige, aber doch einzelstehende Inselberge mit $\pm$ rundem Grundriß aufgelöst ist (Abb. 8). Noch stärker ist die Auflösung in der Matok-Location, wo auch bereits zwischen den einzelnen Inselbergen die Abtragungsflächen größere Areale einnehmen als die Berge oder Hügel.

Eine etwas abweichende Stellung nehmen die Utrecht-Berge ein. Sie haben nur eine geringe Ausdehnung, aber sehr massige, pralle Formen und sind erst in beginnender Auflösung begriffen. Auch der Zivovogelkop (Abb. 9) ragt bei vergleichsweise geringer horizontaler Ausdehnung geschlossen, steil und hoch über die hier sehr ebene Rumpffläche. Als letzte in dieser Reihe kommen die vielen kleineren Koppies, die vereinzelt oder in Scharen der monotonen, ganz flach gewellten Abtragslandschaft ihre Akzente aufsetzen.

Untergliederung der Inselberge aufgrund des Hangprofils

Ein zweites wichtiges Einteilungsprinzip ist die Ausbildung des Hangprofils der Steilformen. Vereinfachend kann man die Inselberge des Pietersburger Hochlandes danach in drei Gruppen einteilen: 1. mit geraden Hängen; 2. mit konkaven Hängen; 3. mit unregelmäßigen, meist kliffartig übersteilten Hängen. Man findet diese drei Hangtypen in räumlich völlig unregelmäßiger Verteilung und wahllosem Nebeneinander. Es kann sich bei ihrer spezifischen Prägung also nicht um einen Formunterschied handeln, der gesetzmäßig durch klimabedingte Unterschiede in den Abtragungsvorgängen oder durch verschiedene tektonische Bedingungen verursacht ist. Es zeigt sich auch sehr bald, daß diese Unterschiede im Hangprofil gesteinsbedingt sind.

a) Gerade Hänge (Abb. 8)

Die $\pm$ geraden Hänge findet man nur an den *Inselbergen*, die aus *kristallinen Massengesteinen*, in unserem Fall also aus Granit und Gabbro, bestehen. Ihre Hänge sind mit einer wenig mächtigen *Schuttdecke* aus überall etwa gleichgroßen *Grobblöcken* und etwas feinem Grus bedeckt, und ihr Gefällsbruch zur Fußfläche ist ziemlich abrupt, d. h. sie haben einen kleinen Knickradius. Die Neigung kann zwischen 25° und 35° schwanken. Wie steil der Hang ist, hängt nicht von der Höhe des Inselbergs ab, sondern von der Größe der losen Hangblöcke. Es ist gerade ein wesentliches Charakteristikum dieser Inselberge mit geraden Hängen, daß in einem bestimmten Gebiet größere, kleinere und kleinste Berge die gleiche Hangneigung haben, daß also die jeweils für die Gesteinsverhältnisse charakteristische Hangneigung bei der allmählichen Abtragung der Inselberge erhalten bleibt.

b) Konkave Hänge (Abb. 9)

Daneben finden wir einen zweiten, ebenso charakteristisch ausgeprägten Hangtyp der Inselberge, nämlich den mit konkavem Profil. Wir finden dieses konkave Hangprofil überwiegend an den *Inselbergen aus metamorphen Gesteinen*. Die Gipfelregion ist meist an eine Bank sehr widerständigen, steil einfallenden Quarzits oder Banded Ironstone gebunden,

in dessen Streichrichtung in die Länge gezogen und kaum zugerundet. Von diesen oft fast vertikalen, krönenden Kliffen fällt der Hang mit ganz allmählich abnehmender Steilheit ab, mit einer langen, sanften Hangschleppe fließend in die Fußfläche übergehend. Je höher der Inselberg ist, je länger also sein Hang ist, desto stärker abgeflacht ist der untere Hangteil, während der obere Hangteil maximaler Neigung davon unberührt ist. Der Gefällswechsel hat damit bei zunehmender Höhe des Inselbergs einen stetig wachsenden Knickradius. Bei diesen konkaven Hängen, die oft eine vollendet schöne Profillinie aufweisen, ist es völlig dem Belieben des jeweiligen Betrachters überlassen, wo er das obere Ende des Talhanges oder der Fußfläche und das untere Ende des Berghanges sieht; es gibt nämlich keine Stelle besonders schnellen Gefällswechsels.

Der ganze Hang ist vollkommen von einer *Schuttdecke* überlagert, die überwiegend aus kantigen, von oben nach unten *regelmäßig kleiner werdenden Blöcken* des widerständigen Materials gebildet ist, aus dem die steile Gipfelwand besteht. Es sei hier bereits deutlich betont, daß es sich bei der Schuttdecke keineswegs um eine große Mächtigkeit handelt. Man hat häufig beste Gelegenheit, an Hand von Gräben oder Gruben, die zur Erkundung der Abbauwürdigkeit der Gesteine gegraben sind, oder auch an verlassenen primitiven Schächten zu sehen, daß unter der Schuttdecke von maximal einigen wenigen Blocklagen der gewachsene Fels ansteht. Oft genug durchragt das Anstehende auch leicht die Schuttdecke, wodurch meist leichte Unregelmäßigkeiten im Profil erzeugt werden.

Das schönste Beispiel dieses Typs ist der Ziervogelkop (Abb. 9), der an allen Seiten mit wunderbar eleganten Hängen ca. 350 m über die hier fast ebene Flachmuldenlandschaft aufsteigt. Aber auch alle die anderen Berge aus metamorphen Gesteinen (z. B. Abb. 13) zeigen das konkave Hangprofil in $\pm$ reiner Form. Wird der Kern der Berge nicht durch eine besonders prominente Quarzit- oder Banded Ironstone-Bank gebildet, so entwickelt sich nicht der so auffällige „Spitzkop“-Typ, sondern die Gipfelregion ist dann stärker zugerundet. Bei noch weniger starken Gesteinen wie z. B. Amphiboliten und Phylliten, die aber der Abtragung immer noch mehr Widerstand entgegenbringen als der sie umgebende „Alte Granit“, können sich die Aufragungen zu weichen, konvex-konkaven Formen abflachen, die kaum noch 20° Maximalneigung erreichen und bei denen der konvexe Gipfelteil einen wachsenden Raum einnimmt.

Das konkave Hangprofil ist aber nicht ganz auf diese Berge beschränkt. Südlich des 6012 ft.-Massivs gibt es nahe der Eisenbahn einen mächtigen Berg aus Pyroxenit, der die gleiche elegante Hangschleppe aufweist; auch hier nimmt die Blockgröße der Schuttdecke nach unten ständig ab; dieser Inselberg ist aber oben nicht zugespitzt, sondern zu einem breit-konvexen Rücken zugerundet. Auch an Granit-Inselbergen kann man hin und wieder eine leicht konkave Ausprägung des untersten Hangteils beobachten; sie wird hier durch ein relativ engmaschiges Kluftsystem begünstigt und beschränkt sich auf einen kürzeren Raum, hat also einen kleineren Knickradius als die oben beschriebenen. Auch hier sind die Gipfel immer leicht zugerundet.

Auch die mächtigen *Schichtstufen* der Strydpoort Range im Süden und der Soutpansberge im Norden steigen mit langen konkaven Hängen über die Rumpffläche auf, sich allmählich versteilend, um oben in den gewaltigen, fast senkrechten Kliffen der Quarzite zu kulminieren.

c) *Hänge mit prallen, nackten Gesteinsoberflächen (Glockenberg-Typ)*
(Abb. 10)

Hin und wieder werden die blockbedeckten geraden Hänge des ersten Typs von steilen Wänden des noch nicht in Blöcke zerlegten Anstehenden durchbrochen. Die Größe dieser Steilhänge schwankt sehr. Sie beginnt mit kleinen, einen bis wenige Meter hohen Wänden, so daß der im ganzen geradlinige Hang durch sie nicht wesentlich gestört, sondern nur leicht modifiziert wird (z. B. Abb. 11). Wenn die Steilhänge des Anstehenden an Höhe und Häufigkeit zunehmen, so kann der Hang ein unregelmäßig gestuftes Profil bekommen, in dem sehr steile Wände und weniger steile Blockhänge ständig wechseln. Im Extremfall besteht der ganze Hang aus der Oberfläche eines einzigen riesigen Blockes des unverwitterten, anstehenden Granits. Der Hang hat keine oder nur eine ganz geringe Schuttbedeckung, die dann aber das so eindrucksvolle Bild der nackten prallen Hänge nicht zu stören vermag; wir sprechen in diesem Fall von *Glocken-, Helm- oder Schildbergen*.

Die Steilheit dieser Berge kann in weitestem Maße schwanken: es gibt pralle Schilde, die sich nur mit einigen Grad Neigung über die Fußfläche erheben, so daß man kaum von Inselbergen sprechen kann; auf der anderen Seite kann die Steilheit über die Vertikale hinauswachsen und Überhänge schaffen. Auch hier hängt die Steilheit des Hanges nicht von der Größe des Berges ab; man findet einerseits $\pm$ vertikale Hänge von kleineren Felszähnen bis zu gegen 100 m aufragenden Glockenbergen und andererseits schwach geneigte Schildformen von wenigen Metern Durchmesser bis zu einer Ausdehnung von mehreren Zehnern von Metern.

An manchen dieser *Glockenberge* kann man die *Loslösung dicker Platten und Schalen* in den verschiedensten Stadien beobachten. Die Dicke der Schalen reicht von einigen Dezimetern bis zu mehreren Metern; sie besitzen oft linsenförmige Formen. Manchmal zeigt sich erst die beginnende Ablösung, manchmal erwartet man jeden Moment das Abrutschen einer Schale und oft sieht man nur noch Reststücke der Platten auf dem meist zugerundeten Gipfel der Berge liegen. An fast allen Glockenbergen sieht man wenigstens an einer Seite am Fuß eine Anhäufung abgestürzter Schalen, meist in große und kleine Stücke zersprungen und in beginnender Zersetzung befindlich. Dieser Blockschutt verdeckt dann den bei den Glockenbergen oft zu beobachtenden, fast messerscharfen Knick zwischen Fußfläche und Bergflanke. Diese prallen Glockenberge sind streng an massige, kluftarme Tiefengesteine gebunden. Daneben gibt es aber noch sehr steile, wandartige Hänge, die an die sehr widerständigen und standfesten Bänke des Quarzits und des Banded Ironstone des Archaischen Komplexes gebunden sind, die oft die Gipfel der Inselberge in den metamorphen Gesteinen krönen. Diesen kliffartigen Wänden fehlt aber die charakteristische rundliche Glätte der granitischen Helmberge.

3. Die seitliche Begrenzung zu den Nachbarlandschaften

Damit sind die wichtigsten Formelemente des Pietersburger Hochlandes und ihre räumliche Verteilung kurz beschrieben. Es bleibt noch etwas über die *seitliche Begrenzung* unseres Studiengebietes zu sagen. Das durchgreifend koordinierte System der Ausgleichsflächen unserer Rumpffläche wird über weite Strecken von großen *Hochgebieten* umrahmt, die von der Einrumpfung im Niveau der Rumpffläche noch weit entfernt sind und diese meist steil überragen. Es sind dies im Norden die Soutpansberge und im Nordwesten der Blouberg und Makabengberg, im Westen jenseits des Magalakwena River der aufgelöste Rand des Waterbergplateaus, im Süden der Ysterberg und die Strydpoort Range und im Südosten die Granithochländer des Woodbush und von Haenertsburg.

Zwischen diesen Hochgebieten greift die Rumpffläche des Pietersburger Hochlandes aber an mehreren Stellen stufenlos auf jenseits der $\pm$ schmalen *Durchlässe* wieder weiträumig ausgebildete Rumpfflächen über. Die wichtigste und am breitesten ausgebildete Verbindung ist die mit der Rumpffläche der breiten Limpopo-Mulde im Norden und Nordwesten. Diese Verbindung wird geschaffen durch den über 50 km breiten „Rumpfflächenkanal“ längs des Magalakwena zwischen der Nordostecke des Waterbergplateaus und dem Makabengberg, ferner durch den „Kanal“ zwischen Makabengberg und Blouberg (10 km breit) und schließlich durch den ca. 15 km breiten Durchlaß zwischen dem Blouberg und den Soutpansbergen. Diese stufenlose, im gleichen Niveau (mit der der Rumpffläche eigenen Abdachung) bestehende Verbindung der zwei Rumpfflächen ist so durchgreifend, daß man mit gewissem Recht den Blouberg und den Makabengberg als riesige Inselberge in der einheitlichen weiten Rumpffläche der Limpopo-Mulde und der Pietersburger Ebene bezeichnen könnte.

Eine weitere, in ununterbrochenem, stufenlosen Ausgleichsniveau stehende Verbindung zwischen den beiden Rumpfflächen, die als solche morphologisch-physiognomisch zwar unwichtig, aber der Funktion nach von größter Bedeutung ist, wird durch das Durchbruchstal des Sandrivier durch die Soutpansberge hergestellt.

Auch mit den weiten Rumpfflächen der Springbokvlakte und des anschließenden Beckens des mittleren Olifantsrivier im Süden bestehen stufenlose Verbindungen, in denen schmale Durchlässe mit schwachen, der Rumpffläche eigenen Neigungen von der einen Abtragungsflachlandschaft zur anderen überleiten. Eine einigermaßen flächenhaft ausgebildete Verbindung besteht bei Potgietersrus in Gestalt des einige Kilometer weiten Flachmuldentals des Magalakwenariviers, der hier seinen Namen ändert und zum Nylstroom der Springbokvlakte wird. Eine zweite breitere Verbindung wird durch das ebenfalls einige Kilometer breite Muldental des Zebedielariviers durch die Strydpoort Range nahe an dessen Umgebungsstelle im Streichen hergestellt. Dazu kommen noch die drei engen Durchbruchstäler des Chuniesriviers, des Mphahleleriviers und des Malipsriviers, die aber nichtsdestoweniger ohne jeden Gefällsbruch überall Ausgleichsprofil besitzende Durchlässe bilden.

4. Die Randstufe

Eine dritte Art von Begrenzung ist im Osten der Pietersburger Hochfläche ausgebildet. Hier endet unsere Rumpffläche an einer großen *Landstufe*, die mit markantem Gefällsbruch zur in weit tieferem Niveau ausgebildeten Rumpffläche des Lowvelds hinabführt. Diese Stufe (als Begrenzung unserer Rumpffläche) beginnt nördlich der Randschwellenregion in den Quellgebieten des Moketsi- und des Mittleren Letabariviers und zieht in stark gewundenem Lauf nach Norden. Dabei nimmt die Höhe der Stufe, die im Süden etwa 500 m beträgt, mit der allmählichen Abdachung des Pietersburger Hochlandes nach Norden langsam ab, bleibt aber doch bis zum Hochlandsporn bei Elim nördlich des Kleinen Letaba deutlich erhalten; erst nördlich dieses Spornes tritt im Einzugsbereich des Pafuri River (Luvubu) an die Stelle einer deutlichen Stufe eine leicht geneigte schiefe Ebene, längs derer die Rumpffläche des Lowvelds in die des Pietersburger Hochlandes übergreift, ohne daß die Abtragungsflächen oder ihre Flüsse einem Gefällsbruch unterliegen.

Die starken *Windungen* im Verlauf des Stufenrandes werden hervorgerufen durch *breite, sackartige Talbecken*, die als Ausläufer der Lowveld-Rumpffläche längs der Hauptflüsse tief in das höhere Stockwerk eingreifen. Dessen Rand wird dadurch in schmale, weit in das tiefere Stockwerk vorstoßende *Hochlandsporne* gegliedert (Abb. 14 u. Karte 3).

Die größte Steilheit erreicht die Stufe an den Flanken der Hochlandsporne, d. h. wo die Stufe parallel zu den Randflüssen verläuft und die Ausläufer des Hochlandes damit den seitlichen Talhängen dieser Flüsse als höheres Stockwerk aufsitzen. In der Längsrichtung dachen sich die Hochlandsporne weit allmählicher gegen die Lowveld-Ebene ab. Im engeren Bereich der größeren Flüsse, wo diese mit ihren oberen Quellarmen bis auf die Randgebiete des Hochlandes vorgreifen, ist die Abdachung in Längsrichtung der Flüsse noch wesentlich sanfter. Der Mittlere und der Kleine Letaba sind nirgends auf ihrem Lauf vom Quellgebiet auf dem Hochland zum Tiefland des Lowvelds in Kerbtäler oder gar Schluchten eingetieft; sie besitzen überall einen muldenförmigen Querschnitt (Kehltal). Ihr Längsprofil ist zwar streckenweise recht steil, ist aber — soweit ich feststellen konnte — nirgendwo durchbrochen von Wasserfällen oder markanten Stromschnellen. Der scharfe Hochlandsrand ist also wenigstens stellenweise, nämlich dort, wo er von den Randflüssen gequert wird, keineswegs sehr scharf ausgeprägt, sondern wird in ansehnlicher Breite von sanft konvex-konkaven Abdachungen gebildet, die in Hauptabdachungsrichtung im Falle des Kleinen Letaba nirgends eine Neigung von 1° und auch am Mittleren Letaba nur wenige Grad Maximalneigung erreichen (s. Tab. III im Anhang).

Aber auch an den steilsten Stellen der Randstufe, nämlich an den Längsflanken der Hochlandsporne parallel zum Talboden, ist der Hochlandsrand nicht mit einer scharfen Kante ausgebildet, sondern weitgehend abgerundet. Das Normalprofil ist auch hier ein weiches konvex-konkaves, allerdings beträchtlich steiler als in Flußlängsrichtung. Stellenweise schiebt sich zwischen den oberen konvexen Hangteil, der zur Wasserscheide

führt, und dem unteren konkaven Hangteil, der zum Talboden abfällt, ein $\pm$ geradliniger Hangteil. Die Steilheit dieser Randstufenhänge kann von Ort zu Ort sehr schwanken, meist sogar an demselben Sporn. So wechseln steile, mit groben Blöcken überstreute Hänge, die aber 30° — 35° Neigung nur übersteigen, wenn sie von steilen Wänden des Anstehenden durchsetzt sind, ab mit flacheren, von kleineren Blöcken — stark mit Feinmaterial durchsetzt — bedeckten Hängen, die zu niedrigeren Einsattelungen im First der Sporne aufsteigen, damit eine beginnende Abtrennung eines Inselbergs andeutend. Am Ende der Sporne, wo sich die Talbecken stark ausweiten zur großen Abtragungsebene des Lowvelds und wo die Randflüsse das starke Längsgefälle ihrer oberen Laufteile schon beträchtlich vermindert haben (Abb. 14), ist in der Regel der Fußknick deutlicher ausgeprägt als weiter flußaufwärts.

Außer der beobachteten Abhängigkeit der Steilhangneigung von der Klüftigkeit des Granits und der dadurch bedingten Korngröße des Verwitterungsmaterials läßt sich feststellen, daß gegen Süden mit zunehmender Höhe der Randstufe das Längsgefälle der Randflüsse zunimmt, das Querprofil der Täler enger und steiler wird und die Schärfe des Stufenrandes zunimmt. Im südlich anschließenden Randschwellengebiet, z. B. im Quellgebiet des Politsiriviers bei Magoeba's Kloof, kann der Stufenrand die Form einer exakt zu bestimmenden Kante annehmen.

Alle kleineren Gerinne, die ihren Ursprung in der Randstufe selbst haben, sind in diese mit steilen, kurzen Kerben eingeschnitten, dabei den Stufenrand über ihnen zuschärfend. Die größeren Flüsse, die ihr Einzugsgebiet bereits auf die Randgebiete des noch geschlossenen Hochlandes ausbreiten konnten, beginnen in diesem oberen Flächenstockwerk ihr Tal mit einer weiten, dellenartigen Ursprungsmulde.

III. Das Lowveld

Mit der Beschreibung der von Osten die Randstufe gliedernden Talbecken haben wir das Pietersburger Hochland bereits verlassen und uns dem Lowveld zugewandt. Ich habe mich weitgehend bei der Untersuchung seines Formenschatzes auf den nördlichen Teil zwischen dem Olifants River und den Soutpansbergen beschränkt, was eine Nord-Süd-Erstreckung des Gebietes von etwa 150 km ergibt. Auch die West-Ost-Erstreckung von der Großen Randstufe im Westen zur Lebombo Range im Osten beträgt rd. 150 km. Stark verallgemeinernd kann man sagen, daß das *Durchschnittsgefälle* der allgemeinen Abdachung nach Osten oder Südosten etwa 3‰ beträgt. In der Regel ist die allgemeine Abdachungsneigung mit Annäherung an die Randstufe und mit Annäherung an das gemeinsame Durchbruchstal des Olifantsriviers und des Letaba, das die Erosionsbasis für den größten Teil unseres Gebietes bildet, etwas größer.

Die *tiefsten* Teile des Lowvelds finden sich im Bereich der größeren Flüsse wie Olifantsrivier, Großer Letaba und Shingwezi, wo sich Flächen von unter 1000 ft. Höhe schon weit nach Westen verschieben (ca. 70 km längs des Olifantsriviers und des Letaba, ca. 40 km längs des Shingwezi).

Die tiefste Stelle des gesamten Lowvelds, der Talboden des Olifantsrivier unmittelbar vor dem Eintritt in sein Durchbruchstal, ist bis auf gerade 500 ft. abgetragen worden. Es gibt aber auch weite Teile der Rumpffläche, die selbst ganz im Osten am Fuße der Lebombo Range noch nicht unter 1000 ft. abgetragen sind.

Die *obere Grenze* der Rumpffläche ist nicht ganz streng festzulegen und unterliegt auch Schwankungen in ihrer Höhenlage. Wo die Talbecken der Randflüsse als Ausläufer der Rumpffläche in die Randstufe des Pietersburger Hochlandes mit langsam wachsender Neigung eingreifen, ist es nicht ganz einfach, die Obergrenze der Rumpffläche zu bestimmen. Es ist wohl sinnvoll, die Rumpffläche da enden zu lassen, wo sich im Abtragungsgeschehen die deutliche Trennung in einen flachen Talhang und einen steilen Berghang, also ein deutlicher Knick, eingestellt hat. Da die Randstufe in ihrem langen nördlichen Abschnitt im Granit ausgebildet ist und sich in diesem Massengestein der Knick besonders gut entwickelt, ist im Norden dadurch die Abgrenzung erleichtert. Die Obergrenze läßt sich mit diesem Kriterium bei einer Höhenlage von zwischen 2500 ft. und 3000 ft. festlegen, wobei sie von Tal zu Tal und innerhalb eines Tals mit der Talweite stark wechselt.

Im südlichen Teil ist die Randstufe wegen des großen Abtragungswiderstandes der quarzitischen Drakensberge viel geschlossener, aber die Rumpffläche leitet hier mit einem stark konkaven Hang in den Steilhang der Randstufe über. Da der Wechsel von flach zu steil aber doch auf einem relativ schmalen Raum geschieht, ist die Bestimmung der Obergrenze bzw. Westgrenze im Grundriß ziemlich einfach, doch bietet die Höhenbestimmung Schwierigkeiten. Als Kriterium der Abgrenzung könnte dienen, daß die Rumpfflächenneigung nicht über einen bestimmten Wert wachsen darf; dieser Wert liegt aber weitgehend im Belieben des jeweiligen Betrachters; 5° Maximalneigung ist ebenso sinnvoll wie 10°. Da die Steilheit sehr schnell wächst, läßt sich die Grenze aber in der Praxis doch relativ leicht bestimmen. Im großen kann man sagen, daß die Rumpffläche hier maximal bis auf Höhen um wenig über 2500 ft. aufsteigt, nach Süden mit Annäherung an den Olifantsrivier aber stärker abgetragen ist und bei Olifantspoort sogar nur bei 1800 ft. liegt. Im einzelnen schwankt die Obergrenze der Rumpffläche wieder mit der Entfernung von den Flüssen.

1. Die Flachmuldentäler

Das Flußnetz im Grundriß

Das Flußnetz des nördlichen Lowvelds wird in seinem mittleren und südlichen Abschnitt durch mehrere, im ganzen von West nach Ost fließende Flußsysteme charakterisiert, von denen die des Makhujwiriviers, des Selati und des Großen Letaba die wichtigsten sind. Der nordwestliche Teil wird vom Kleinen Letaba entwässert, dessen Flußsystem dadurch gekennzeichnet ist, daß all seine Quellarme, von denen der Moketsi, der Mittlere Letaba und der eigentliche Kleine Letaba die wichtigsten sind, zunächst von der Randstufe in NO-Richtung fließen, bis sie sich mit dem Kleinen

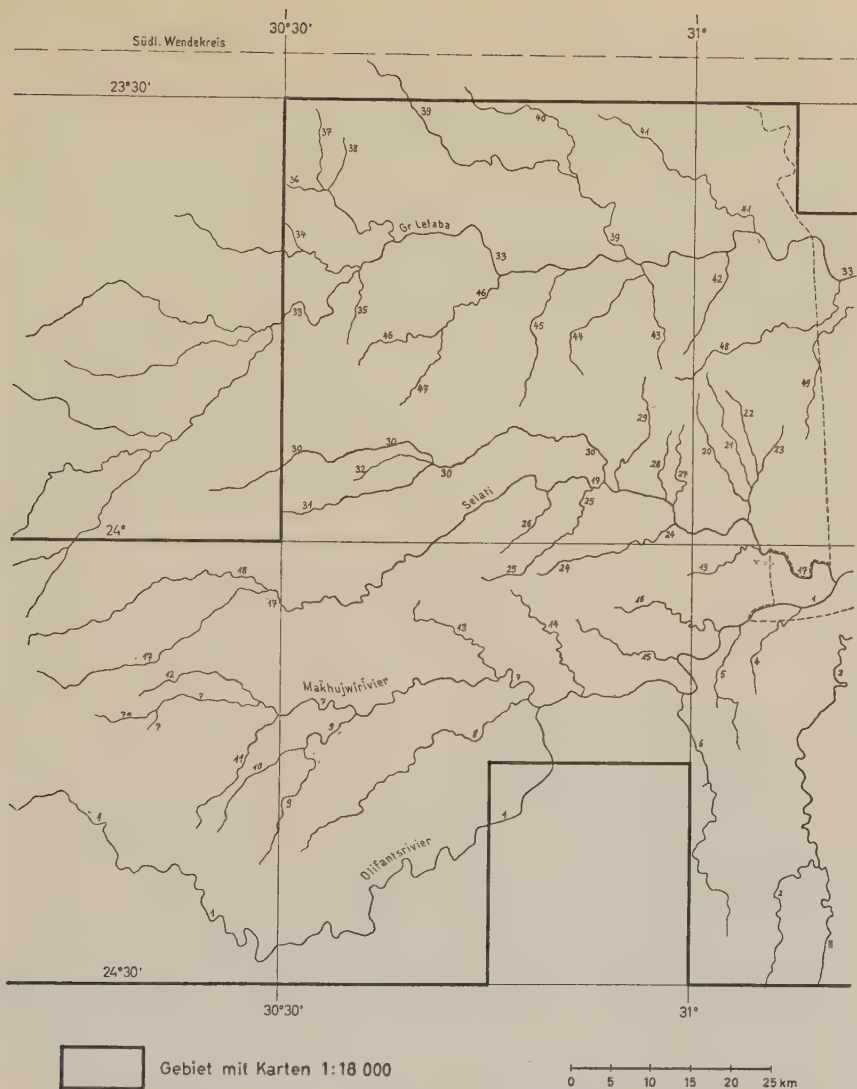


Fig. 8: Lageplan der Flüsse der Tabelle IV

Letaba vereinigt haben; dieser wechselt danach seine Laufrichtung und fließt in SO-Richtung dem Großen Letaba zu. Diese Tendenz der Oberläufe, in NO-Richtung zu fließen, beginnt bereits mit dem Großen Letaba und ist am Molototsi, dem größten linken Nebenfluß des Großen Letaba neben dem Kleinen Letaba, voll ausgebildet. Der NO-Abschnitt wird vom Shingwezi in O- bis SO-Richtung entwässert, der äußerste Norden vom Pafuri in O- bis NO-Richtung.

Bis auf die relativ kleinen Einzugsgebiete des Shingwezi und des Pafuri wird das gesamte Abflußsystem des Nördlichen Lowvelds integriert, um dann gemeinsam die Lebombo Range im Durchbruchstal des Olifants River zu durchfließen. Der Shingwezi durchbricht als einziger anderer Fluß in einem eigenen Durchbruchstal die Lebombos, die hier aber nur noch etwa 100 m über das Lowveld aufragen und ca. 7 km weiter nördlich als Form völlig verschwinden. Der Pafuri tritt in seinem unteren Talabschnitt noch in die niedrigen Ausläufer der Sandstein- und Quarzitplateaus der Soutpansberge ein, die er in einem engen Kastental durchfließt, um dann direkt in den Limpopo zu münden.

Bis auf den Olifantsrivier, der bereits für einige hundert Kilometer durch das Hochveld und das Bushveld des mittleren Transvaals geflossen ist und die Drakensberge in einem engen, aber durchgehend ein ausgeglichenes Längsprofil besitzenden Durchbruchstal durchbricht, haben alle anderen Flüsse ihren Ursprung im Lowveld selbst oder in der Randstufenregion; der Große Letaba konnte bereits einen beträchtlichen Teil der Randschwellenregion des Hochlandes durch Anzapfung seinem Einzugsgebiet hinzufügen, wie Obst und Kayser (1949: S. 105 ff.) näher ausführten. Das Talnetz des Lowveldes ist in den weitesten Teilen engmaschiger als das des Pietersburger Hochlandes; die Aufspaltung in eine Vielzahl von Quellarmen gegen die Oberläufe der einzelnen Flußsysteme ist sehr weitgehend, und auch in den mittleren und unteren Laufteilen bekommen die Hauptflüsse noch eine große Anzahl kleiner Zuflüsse (Fig. 8).

Das Flußlängsprofil

Im Aufriß zeigen die Täler auch im Lowveld die beiden entscheidenden charakteristischen Züge der Abtragungsflächen unseres Gebietes: ein sehr *starkes Gefälle* der Talböden und ein *flach muldenförmiges Querprofil*.

Das Längsprofil der Flüsse ist neben dem allgemeinen starken Gefälle besonders durch die große *Unregelmäßigkeit des Gefälles* ausgezeichnet. Ich habe in der südlichen Hälfte unseres Gebietes, von dem Karten im Maßstab 1:18 000 mit einem Höhenlinien-Abstand von 15 m vorliegen, das Gefälle der Talböden der 49 größten Flüsse gemessen. Die Werte (s. Tab. IV im Anhang) zeigen, daß das Gefälle ständig wechselt, ohne daß dabei besondere Regelmäßigkeiten erkannt werden können. Gegen die Oberläufe nimmt das Gefälle im ganzen zu, sowohl bei den größeren Randstufenflüssen, bei denen der Gefällsunterschied wegen der niedrigen Werte der Unterläufe besonders groß ist, als auch bei kleineren Zuflüssen, die ihren Ursprung in den Zwischentalgebieten des Lowvelds haben.

Wenn man von den Laufstrecken in der Randstufenzone absieht und sich auf die der Rumpffläche beschränkt, so bleibt auch hier die Gefällsabnahme flußabwärts in bescheidenen Grenzen; beim Selati verflacht sich das Gefälle von knapp 20 ‰ beim Austritt aus dem Engtal der Randstufenzone in die weiträumige Flachlandschaft des Lowvelds bis auf gut 2 ‰ Durchschnittsgefälle nahe der Einmündung in den Olifantsrivier — über eine Strecke von ca. 130 km; beim Großen Letaba von knapp 15 ‰ auf durchschnittlich 1,6 ‰ über eine Strecke von 260 km; beim Kleinen Letaba und beim Pafuri ist die Gefällsverminderung noch geringer, nämlich

über 240 km von 7,5 ‰ auf 1,3 ‰ bzw. über 190 km von 10 ‰ auf 2,4 ‰. Stromschnellen konnte ich keine beobachten, und ich habe auch in der Literatur keine diesbezüglichen Hinweise gefunden; wohl gibt es hin und wieder kurze Strecken größerer Gefällssteile, wo das Wasser in leicht schießender Form fließt; diese Stellen sind dann verbunden mit Austritten des anstehenden festen Gesteins im Flußbett.

Das Talquerprofil

Alle Flußtäler haben ein muldenförmiges Querprofil. Diese Muldenform ist aber einer größeren Variationsbreite unterworfen als auf der Pietersburger Hochfläche. Es gibt auch hier weite, ganz flachmuldenförmige Täler, deren Hänge mit Anfangswerten von $\frac{1}{2}^\circ$ und darunter, sich nur ganz allmählich bis auf 2° oder 3° versteilend, gegen die ebenso weitgezogenen, ganz flach-konvexen Wasserscheidenrücken ansteigen. Auf der anderen Seite gibt es aber auch weit engere, nur wenige hundert Meter breite Täler, deren Hänge gleich mit einigen Grad Neigung aus den schmalen Talböden aufsteigen, um sich gegen die Wasserscheiden noch zu versteilen. Dieses Phänomen der engen, steileren Tälchen deckt sich mit der großen Taldichte. Die über 5° steilen Talhänge sind meist an die stellenweise sehr zahlreichen kleinsten Zuflüsse gebunden. Bei den größeren Flüssen sind steilere Hänge an eine schmale Zone des innersten Tals gebunden, so daß diese Flüsse also stellenweise mit einem engeren inneren Tal in ihre viel weitere und flachere Talmulde eingetieft sind; der im ganzen konkave Talhang ist also in Flußnähe von einem kurzen konvexen Hangteil unterbrochen; man könnte vielleicht von einem Tal im Tal sprechen. Dieser innere steilere Hangteil ist dann oft stark gegliedert durch kurze Tälchen, deren Hänge in Ausnahmefällen bis zu 20° Neigung erreichen können. Es sind dies deutliche Zerstörungszeichen junger Erosion.

Die Rumpffläche des Lowvelds ist also in einigen Teilen im einzelnen stärker gegliedert und stärker bewegt; diese feinere Gliederung ist aber in ihrer Höhendimension gering. Das Hauptgebiet der stärkeren, feineren Zertalung liegt längs des Olifantsriviers im mittleren und östlichen Abschnitt des Lowvelds.

In diesem östlichen Abschnitt tritt noch eine andere Besonderheit der Rumpffläche auf; die Isohypsen laufen hier stärker flußparallel, d. h. die Hauptabdachungsrichtung hat eine starke zum Hauptfluß gerichtete Komponente; Fluß und Abtragungsfläche befinden sich weniger im gleichen Niveau; die Flußtäler sind stärker in die Rumpffläche eingesenkt. Abseits der großen Flüsse ist das Lowveld auch im östlichen Abschnitt weit weniger gegliedert, während andererseits die stärkere Gliederung längs des Olifants River weit nach Westen vorgreift.

Die weiten Flächen des Lowvelds sind überdeckt mit einer dünnen *Verwitterungs- bzw. Bodendecke*. Sie ist in den sehr niederschlagsarmen östlichen Gebieten am geringmächtigsten (von 10 cm bis max. 1 m) und besteht hier fast ausschließlich aus kaum mit humosen Stoffen durchsetztem Sand und Grus. Gegen Westen nimmt die Mächtigkeit und chemische Veränderung mit zunehmendem Niederschlag langsam zu; mit ständig wachsender Auslaugung und beginnender Lateritisierung bildet sich ein immer

deutlicher werdendes Profil aus. Auf den Abtragungsverflachungen nahe der Randstufe kann die Bodendecke bis zu mehreren Metern mächtig werden. Überall im Lowveld sieht man sehr flach schildförmige Durchragungen des frischen Granits in verschiedener Ausdehnung, allerdings in gegen Westen abnehmender Häufigkeit. Auch hier kann man sehr häufig die Spuren der Verspülungen innerhalb der Oberflächenschicht der Verwitterungsdecke beobachten. Die Talböden sind bedeckt von Sand und Grus, die häufig von großen Blöcken des Anstehenden durchragt werden.

2. Die Inselberge

In den Metamorphiten des Archaischen Komplexes ausgebildete Inselberge

Es bleibt nun noch das *Aussehen* und die *Verbreitung* des anderen wichtigen Formsystems des Lowvelds, der *steilförmigen Aufragungen*, zu beschreiben. Man kann auch hier die Inselformen nach den sie bildenden Gesteinen unterteilen; das entspricht ja auch wichtigen Unterschieden in der Form, wie wir bereits auf dem Pietersburger Hochland sehen konnten.

Es gibt zwei große Vorkommen der *metamorphen Gesteine* des Archaischen Komplexes, an die die beiden ausgedehntesten *Inselmassive* oder Inselberggruppen gebunden sind. Es sind dies 1. die Murchison Range, die etwa 5—7 km östlich der Randstufe ansetzt und sich rund 70—80 km weit in ONO-Richtung zwischen dem Selati und dem Großen Letaba hinzieht, und 2. die Gruppe mit dem Mt. Pleasant, der Sutherland Range und dem Mt. Berthold, die in S-förmiger Anordnung den Lauf des Kleinen Letaba begleiten, im großen aber auch in ONO-Richtung aufgereiht sind.

Die *Murchison Range* beginnt im Westen als geschlossenes Massiv, das in Streichrichtung durch einige Längstäler gegliedert und quer dazu an mehreren Stellen leicht eingesattelt ist. Der südliche, sehr schmale und lange Zug vom Carroll's Peak (Abb. 3) über Porter's und Dickinson Peak bis zur Straße Tzaneen-Pebben besteht aus tektonisch stark beanspruchtem Quarzporphyr mit einigen besonders widerständigen, quarzreichen Bändern; das geschlossenere und viel kürzere nördliche Massiv der Rooiwater Hills besteht aus Gabbro. Unmittelbar an der Straße von Tzaneen nach Pebben erhebt sich noch der isolierte Rita Hill, der an eine prominente Quarzphyllit-Bank gebunden ist. Dieser relativ kleine Rita Hill weist einige typische Besonderheiten auf. Wenn man ihn in Streichrichtung der harten Bank sieht, ist er ein typischer „Spitzkop“; sieht man ihn aber quer dazu, ist er ein kurzer, oben abgeflachter Rücken. Außerdem ist seine Höhe an einer Stelle stark eingesattelt: hier ist ein junger Diabasgang aus dem viel härteren Quarzphyllit herausgewittert worden.

Östlich an diesen $\pm$ geschlossenen Westteil der Murchison Range schließt sich ein ganz anders gearteter Abschnitt an (Karte 2). Hier reihen sich eine Reihe isolierter, aber noch dicht beieinanderstehender Inselberge in mehreren parallelen Zügen aneinander. Bei Leydsdorp beginnt es mit einer Schar kleiner spitzer Inselberge (Abb. 13), deren Reihe im Osten mit ein paar großen, beherrschenden Inselbergen abgeschlossen wird: Spitzkop, Blue Jacket Kop, La France und La Belle France. Von diesem südlichen, dem Spitzkop-Zug, durch das breite und sehr flache Muldental des Mulatirivier

getrennt, setzt westlich von Gravelotte die Murchison Range im eigentlichen Sinne mit ein paar kleineren Inselbergen ein. Dieser zentrale Zug besteht aus zwei parallelen Reihen noch ziemlich dicht beieinanderstehender Inselberge und endet im Osten mit seinem mächtigsten Vertreter, den Castle Koppies. Der hieran anschließende östliche Abschnitt der Murchison Range besteht nur noch aus gegen Osten immer stärker isolierten Einzelbergen, die immer verlorenere in der unendlich erscheinenden Ebenheit des Lowvelds wirken. Fast alle diese Inselberge der mittleren und der östlichen Murchison Range sind an sehr prominente und sehr widerständige Quarzit- und Quarzphyllit-Bänke innerhalb quarzitischer und karbonatischer Gesteine gebunden. Sie sind deshalb auch fast alle in Streichrichtung dieser fast senkrecht stehenden Bänke in die Länge gezogen, während sie quer dazu sehr schmal und zugescharft sind (s. Abb. 13). Dazu kommen im östlichen Abschnitt einige an Serpentin gebundene Inselberge. Die zwischen die einzelnen Züge eingreifenden Abtragungsverflachungen (= Muldentäler) sind in weicheren Chlorit- und anderen basischen Schiefen ausgebildet.

Die *Sutherland-Range* — Gruppe von Inselbergen besteht aus den gleichen Gesteinen, deren Vorkommen hier aber kleinräumiger ist. Damit beschränken sich auch die Inselberge auf kleinere Areale. Gemäß der Lage der Einschaltungen der metamorphen Gesteine liegen die Inselberge der Sutherland Range weit draußen im Lowveld. Sie sind durch eine schon weiter fortgeschrittene Abtragung bereits in Einzelberge aufgelöst, von denen der Mt. Pleasant und die Sutherland Range im engeren Sinne die größten sind und besser als Inselmassive bezeichnet werden. Über 10 km östlich der Sutherland Range erhebt sich noch — bereits auf der Nordseite des Kleinen Letaba gelegen — das mächtige Inselmassiv des Mt. Berthold. Nördlich und östlich davon gibt es noch einige kleinere Einschaltungen hochmetamorpher Gesteine, in denen sich noch vereinzelt wenig markante Inselberge ausgebildet haben.

Inselberge in verschiedenen Intrusivgesteinen

Ein anderes großes Inselmassiv, das an ein nichtgranitisches Gestein gebunden ist, stellt der Ysterberg dar, der in einem großen Intrusivkörper aus *Syenit* ausgebildet ist. Er durchragt den „Alten Granit“ zwischen dem Umbiegungsknie des Kleinen Letaba und dem Pafuri. Er bildet eine ca. 10 km lange Gruppe unregelmäßiger, in verschiedenen Stadien der Abtragung stehender Inselberge, die aber von weitem noch einen recht geschlossenen Eindruck erwecken. 20 km westlich von der Ysterberggruppe durchragt ein anderer großer Syenit-Intrusivkörper den Granit; er ist nur ca. 1 km breit, aber 20 km lang und streicht in ONO-Richtung. Die in ihm ausgebildeten Steilformen sind aber noch nicht voll von der Hochlandstufe abgetrennt, sind also noch keine Inselformen. Sie bilden vielmehr den Kern des zwischen dem Kleinen Letaba und dem Pafuri weit nach Osten vorstoßenden Hochlandsporns von Elim und bilden im Rivola dessen höchsten Punkt.

Neben diesen beiden großen Massiven gibt es noch eine Menge kleinerer, aber sehr markanter und steiler Inselberge, die an kleinere, pfropfen-

artige Syenit-Intrusionen gebunden sind. Es sind dies einige isolierte Vorkommen in der Nähe der Sutherland Range, wie z. B. der Magoro, und vor allem die in dichten Scharen auftretenden Inselberge von Palabora, die nach Osten bis weit in den Krüger Park und nach Westen bis in die nördliche und südliche Nachbarschaft der granitischen Mashashimale Hills reichen. 10 km südöstlich von Mica bilden die sehr prominenten Inselberge „The Dukes“ die westlichsten Vorkommen dieser Syenit-Inselberge.

Der massige, plumpe Rücken des Lulu Kop bei Palabora ist an einen mächtigen Pfropfen *karbonatischer Intrusivgesteine* gebunden, der mit ovalem, einige km breiten Querschnitt den Granit durchsetzt.

An eine noch andere Gesteinsart sind die schmalen, in einer mehr als 30 km langen, geraden Reihe angeordneten Black Hills gebunden. Diese kleinen aber markanten Inselberge sind durch die Herauspräparierung eines mächtigen jüngeren *Diabasganges* entstanden, der dann noch in eine Menge $\pm$ langgestreckter Einzelberge zerlegt wurde.

Inselberge im Granit

Neben den oben genannten, alle an Einschaltungen widerständiger Gesteine in den Granit gebundenen Inselberge gibt es aber auch eine Reihe im Granit ausgebildeter Inselberge. Die wichtigsten sind die *Mashashimale Hills*, die etwa 10 km nördlich von Mica ein weithin beherrschendes Inselmassiv bilden. Das sie aufbauende Gestein ist der massige porphyritische Granit der Endphase der Granitintrusion, der auch die größeren Massive des Pietersburger Hochlandes zusammensetzt. Die Mashashimale Hills sind ein großes Inselmassiv, das aus einem noch recht geschlossenen Kern besteht. Dieser Kern liegt etwas asymmetrisch im Westen, und das Massiv unterliegt randlich immer stärkerer Auflösung, bis sich seine letzten Ausläufer immer isolierter in den weiten Ebenheiten des Lowvelds verlieren. Durch ein vorherrschendes Kluftsyst $\ddot{u}$ m ist die Hauptanordnung nach ONO gerichtet. Die Mashashimale Hills erreichen in dieser Richtung etwa 10 km Gesamtausdehnung. Das Abtragungsstadium ist etwa dem der Matlala-Inselberge des Hochlandes ähnlich.

Ein zweites größeres Inselmassiv im Granit ist das des Libibane, ca. 10 km nördlich der Sutherland Range.

Neben diesen beiden größeren Vorkommen gibt es noch eine Menge kleinerer, in völlig regelloser Verteilung der weiten flachwelligen Rumpfl $\ddot{u}$ che aufsitzenden Inselberge. Sie schwanken sowohl in der GröÙe wie in der Steilheit ihrer Formen, aber nicht beides in der gleichen Richtung. Es gibt auch hier wie auf dem Pietersburger Hochland kleine, aus dem Ubereinander mehrerer großer, zugerundeter Granitblöcke bestehende Felsburgen und ebenso kleine, flache, pralle Granitschilde, wie auch über 100 m hohe, stattliche steile Inselberge und massige, aber mit weit flacheren Hängen über die Flachmuldentäler aufsteigende Inselrücken.

3. Die in das Lowveld vorstoßenden Hochlandsporne

Neben diesen ausgesprochenen, ringsum von sehr flachen Abtragungsflächen umgebenen Insellformen sind im NW des Lowvelds auch die weit in

das Flachland vorstoßenden Hochlandsporne von großer morphologischer Bedeutung. Ich habe ihre Formen schon weiter oben im Zusammenhang mit der Randstufe geschildert. Der bei weitem bedeutendste Hochlandausläufer, der weit nach NO vorstößt, ist die Fortsetzung des Woodbush-Hochlandes der Randschwellenregion, die über das Vaalkrans- und Kort Hannie-Gebiet reicht, sich östlich von Duivelskloof im Dickiesberg fortsetzt und dann durch den Molototsi River in zwei parallele Züge aufgeteilt wird: einen nördlichen, der über Raven's Hill zum Slaapkop zieht, und einen südlichen, der über die Modjadjeberge zum Observation Hill zieht und sich ganz allmählich verflachend im weiten Lowveld verliert. An den Nord- und Südflanken dieses mächtigen Spornes greifen im Niveau der Rumpffläche weite Talbecken etwa 40 km weit in das Hochland ein. Bei Duivelskloof und südlich von Medingen ist die Abtrennung des Dickiesberg-Massivs bzw. des Raven's Hill-Slaapkop-Massivs und der Modjadjeberge durch von zwei Seiten zusammentreffende, bis zum allgemeinen Rumpfflächenniveau abgetragene Talbuchten fast vollendet. Es würden dann große, dicht vor der Randstufe liegende Inselmassive entstehen.

Im nördlich anschließenden Sporn zwischen dem Moketsirivier und dem Mittleren Letaba ist die Auflösung in dem Hochland bzw. den Spornen vorlagernde Inselmassive und Inselberge in einem weit fortgeschrittenen Stadium zu beobachten. Auch in die weiter nördlich folgenden Sporne zwischen den einzelnen Quellarmen des Mittleren und des Kleinen Letaba greifen sackartige Talanfänge hinein, Teile der Sporne nach Osten in zunehmendem Maße zu *vorgelagerten Inselbergen* abtrennend (Abb. 14).

Südlich der Schiefen Ebene des Pafuri-Systems greift noch einmal ein großer Hochlandsporn über 30 km weit nach Osten in die Lowveldebene vor und steigt mit seiner Südflanke, die in der bereits erwähnten Syenit-intrusion ausgebildet ist, ziemlich geschlossen und steil über das weite Flachmuldental des Kleinen Letaba auf.

4. Die seitliche Begrenzung zu den Nachbarlandschaften

Das Lowveld ist fast überall als morphologische Einheit leicht von den sie umgebenden Einheiten abzugliedern. Im Westen wird es geschlossen von den Hochländern des Inneren durch die Große Randstufe getrennt; diese Randstufe setzt südlich des Pafuri Beckens ein, gewinnt gegen Süden langsam an Höhe und Deutlichkeit, um jenseits des Großen Letaba wegen der Überlagerung durch die gewaltigen Schichten der paläozoischen Quarzite ins Kolossale zu wachsen. Im Norden wird das Lowveld durch die Schichtstufen oder Plateauränder der Soutpansberge abgegrenzt, die von West nach Ost langsam an Höhe und Geschlossenheit verlieren, aber nichtsdestoweniger die Rumpffläche des Lowvelds mit deutlicher Andersartigkeit der Formsysteme bis an den Limpopo begleiten. Im Osten endet das Lowveld von der Durchbruchsschlucht des Olifantsriviers bis einige Kilometer nördlich des Shingwezi an der steilen und geschlossenen, nach Norden leicht an Höhe verlierenden Weststirn der Lebombo Range.

Dagegen greift die Rumpffläche des Lowvelds im NO in etwa 70 km breiter Front über die weite, unausgesprochene Wasserscheide zwischen

dem Shingwezi und dem Limpopo stufenlos in die weiten Flachlandschaften des Mozambiquischen Hinterlandes über. Auch in den südlichen Fußflächen der Soutpansberge besteht längs des Pafuri eine am Piesang Kop auf etwa 7 km eingeeengte Verbindung mit der Rumpffläche des Pietersburger Hochlandes, welche sich stufenlos mit einer Durchschnittsneigung von weniger als $\frac{1}{2}^\circ$ gegen die Rumpffläche des Lowvelds abdacht. Im Süden habe ich das Untersuchungsgebiet willkürlich am Olifantsrivier enden lassen, jenseits dessen sich die Rumpffläche mit den gleichen Formcharakteristiken nach Süden fortsetzt.

B. Diskussion der Beobachtungen in Bezug auf die Formengenese

1. Einleitung

Zu Beginn seien noch einmal die wichtigsten Formelemente unserer beiden Inselberglandschaften genannt, deren Entstehung es zu klären gilt. Alle Flüsse haben ein starkes Gefälle, selbst die größten unter ihnen. Die Talhänge dagegen steigen mit ganz geringen Neigungen von den Flüssen gegen die unausgesprochenen Wasserscheiden an; die Flüsse fließen also weitgehend in der Höhenlage der benachbarten Flächen, ohne nennenswert in diese eingetieft zu sein. Die Tiefenlinien des Landes haben eine viel stärkere Neigung, die Denudationsflächen der Talhänge dagegen eine viel geringere Neigung als in den Waldklimaten der Mittelbreiten. In anderen Worten heißt das, daß der Reliefsockel sehr mächtig, das Skulpturrelief dagegen meist unbedeutend ist.

In starkem Gegensatz zu den sehr weiten flachwelligen Ebenheiten erheben sich über diese Flachformen alle höheren Relieftteile mit sehr steilen Hängen. Die ganze Landschaft besteht also aus einem unmittelbaren Nebeneinander von Flach- und Steilformen. Dieser Gegensatz von flach und steil ist besonders scharf im Granitgelände ausgeprägt, wo mittlere, vermittelnde Böschungen charakteristischerweise fehlen und wo die Steilformen sich fast immer mit einem scharfen Gefällsbruch aus den Flachformen erheben. In den streckenweise vorkommenden Metamorphiten und Sedimentgesteinen ist dagegen stets eine zwar kurze, aber deutliche, vermittelnde Hangschleppe ausgebildet. Den herrschenden Eindruck des Nebeneinanders von flach und steil vermag sie nicht zu verwischen. Die Steilformen bleiben trotz der an ihnen wirkenden Denudation steil; sie zeigen keinerlei Zeichen des Flacherwerdens. Sowohl die Flachformen wie die Steilformen sind offenbar Klimaxformen; sie stehen vollkommen mit den auf sie einwirkenden formschaffenden Vorgängen im Einklang und sind ihnen angepaßt.

Da es sich in unserem Falle um das direkte schroffe Nebeneinander der beiden Gegensätze von flach und steil handelt und nicht nur um die beiden gegenpoligen Extreme einer ununterbrochenen Folge von Formübergängen, müssen auch die in beiden Fällen die Form bedingenden Faktoren und Vorgänge verschiedener Art sein.

Das Zusammenspiel aller mitwirkenden Faktoren führt zur Entstehung von entweder sehr flachen oder sehr steilen Formen und verhindert oder vernichtet bis auf einige Ausnahmen alle mittleren Böschungen.

Die wichtigsten Fragen, die es zur Erklärung dieses Formenbildes zu klären gilt, sind also folgender Art:

Welche Faktoren bedingen das starke Längsgefälle der Flüsse und damit den steilen Anstieg des Reliefssockels?

Wie entstehen die Abtragungsverflachungen und welcher Kontrolle unterliegen sie? Oder in anderen Worten: warum fließen die Flüsse mehr oder weniger im Niveau der Flächen und schneiden sich nicht in diese ein?

Wie entsteht der „Fußknick“ und welches ist das entscheidende Kriterium für den plötzlichen Wechsel in der Hangneigung?

Was hält die Steilformen steil?

Thesenhaft lassen sich meine aus dem im ersten Teil beschriebenen Beobachtungsmaterial gewonnenen Vorstellungen bezüglich der Formengenese folgendermaßen zusammenfassen und den detaillierteren Ausführungen voranschicken:

a) Die *die steilen Inselberghänge* bedeckenden Blockschutthalden sind keine Sturzhalden, wie sie sich in unseren Mittelbreiten am Fuß von Steilwänden ansammeln. Es sind vielmehr „Residualhalden“, deren Blöcke am Ort ihrer Lage entstehen und dort auch weiter in Feinschutt von sandig-grusiger Beschaffenheit zerfallen. Dieser Feinschutt wird von den starken Flächenspülungen aus der Grobblockdecke ausgespült und weggeführt. Während auf diese Weise die obere Blocklage langsam zerstört und abgetragen wird, löst sich an der Unterseite der Blockdecke eine neue Lage aus dem festen, gewachsenen Fels. Alle diese Vorgänge spielen sich am ganzen Hang in gleicher Weise ab. Der Inselberghang weicht somit unter Beibehaltung seiner charakteristischen Steilheit und seiner Blockschuttdecke annähernd parallel zu sich selbst zurück.

b) Wegen der *großen Leistungsfähigkeit der Flächenspülungen* (heftige Sturzregen; geringe Abflußverzögerung durch Vegetationsdecke) und der *großen Beweglichkeit des Verwitterungsmaterials* (genügend weitgehende Aufbereitung zu überwiegend Sand und Grus; nicht geschützt durch dichte Vegetationsdecke) genügen *ganz geringe Flächenneigungen*, um den Flüssen soviel Material zuzuführen, daß sie weitgehend ausgelastet sind. Obwohl die Gesamtabtragungsleistung und auch die absolute Tiefenerosion der Flüsse sehr beträchtlich ist, können die Flüsse sich nicht in die Flächen eintiefen und damit die Talhänge versteilen. Die notwendigen Voraussetzungen für die sehr flachen Hänge sind also 1. Sturzregen, 2. Aufbereitung des Gesteins wenigstens bis zu den Korngrößen von Grus und Sand und 3. lockere Vegetationsdecke. Die Dichte der Vegetationsdecke weicht dabei am stärksten von den Verhältnissen in den stärker zertalten Gebieten mit geringem Reliefssockel ab. Vielleicht üben auch die verschiedenen chemisch-physikalischen Eigenschaften des Verwitterungsmaterials einen stärkeren Einfluß auf die Beweglichkeit des Materials aus.

2. Die Inselberge

Ich möchte mich zunächst dem auffälligsten und interessantesten Phänomen zuwenden, nämlich den Inselbergen.

Ich erwähnte schon im ersten Teil dieser Arbeit und möchte es jetzt nochmals als eine meiner wichtigsten Beobachtungstatsachen betonen, daß

es drei verschiedene Typen von Steilhängen und damit von Inselbergen in Nordost-Transvaal gibt. Es sind dies:

- a) blocküberdeckte, gerade Hänge, die mit ziemlich scharfem Knick über die Ebene aufragen;
- b) blocküberdeckte, sanft-konkav geschwungene Hänge, die nach unten ganz allmählich mit einer sich langsam verflachenden Hangschleppe in die Ebene überleiten;
- c) nackte, pralle Hänge im anstehenden Gestein ohne Blockbedeckung.

Die Ausbildung dieser drei unterschiedlichen Hangtypen ist nicht von der Größe der Inselberge abhängig; man findet alle drei Typen bei Inselbergen der verschiedensten Ausdehnung und Höhe. Da außerdem diese drei Hangtypen auf ziemlich engem Raum wahllos nebeneinander auftreten, kann der Formunterschied nicht durch verschiedene klimatische Bedingungen verursacht sein. Darauf möchte ich besonders hinweisen, denn wenn man die Literatur zum Inselbergproblem studiert, so steht häufig im Mittelpunkt der Diskussion, welche klimatischen Bedingungen Inselberge mit Knick schaffen und unter welchen klimatischen Bedingungen Inselberge mit Hangschleppe entstehen.

So schreibt Büdel (1952: S. 114, 115, 118, 121, 131) aufgrund seiner Beobachtungen in Nord- und Westafrika, daß der Knick das Charakteristikum der Inselberge im ariden Klima sei, während die Inselberge der feuchteren Savannenkimate durch eine Hangschleppe ausgezeichnet seien. Wilhelmy (1958: S. 87 f.) dagegen sagt gerade entgegengesetzt, daß die Hangschleppe das typische Kennzeichen der Inselberge der semiariden Klimate sei, und mit zunehmender Humidität gegen die wechselfeuchten Tropen würde sich der scharfe Fußknicke einstellen. In meinem Arbeitsgebiet treten nun beide Hangtypen in reinster Form teilweise in unmittelbarer Nachbarschaft eng nebeneinander auf, ohne daß überhaupt klimatische Unterschiede damit verbunden sind.

Einmal auf diese auffälligen und immer wiederkehrenden Formunterschiede aufmerksam geworden, zeigte sich sehr bald, daß die unterschiedlichen Hangprofile in meinem Arbeitsgebiet durchgehend und ohne Ausnahme gesteinsbedingt sind. Die geraden Hänge treten nur in den klüftigen Tiefengesteinen auf, also vor allem im Granit, aber auch in den Gabbros und Noriten des westlichsten Pietersburger Hochlandes, und auch vielfach in den herauspräparierten Syenitstöcken. Die konkaven Hänge mit den teilweise elegant geschwungenen Hangschleppen dagegen treten nur in den metamorphen Gesteinen und in den Sedimentgesteinen der randlichen Plateaus und Schichtstufen auf. Manchmal ist auch im Granit der Fußknicke nicht zum Greifen scharf ausgeprägt, sondern leicht durch eine kurze Schleppe verdeckt, die aber nie besonders betont ist. Die Hänge mit den nackten, prallen Gesteinsoberflächen sind streng an sehr massige, nicht oder nur wenig geklüftete Granite gebunden.

Das enge räumliche Nebeneinander dieser drei unterschiedlichen Hangtypen und die strenge Bindung der Formunterschiede an bestimmte Gesteinsverhältnisse schufen nun besonders günstige Untersuchungsbedingungen. Es konnten dadurch nicht nur die Bedingungen für die unterschiedliche Hangformung zumindest für Nordtransvaal klargestellt werden, son-

dern es konnten darüber hinaus wertvolle Hinweise zur Erklärung der Inselberggenese überhaupt gewonnen werden.

Ich werde der Reihe nach die drei verschiedenen Hangtypen besprechen.

a) Steilhänge mit geradem Profil (kluftreiche Tiefengesteine) (Abb. 8:)

Zu Beginn sei kurz wiederholt, daß die Blockdecke, die die Hänge bedeckt, nur aus einigen wenigen Lagen von groben Blöcken und ein wenig Feinschutt von sandig-grusiger Beschaffenheit besteht. Darunter steht der feste, gewachsene Fels an. Die durchschnittliche Größe der Blöcke und die Dicke der Blockdecke sind über den ganzen Hang ziemlich gleich. Das konnte an einer Reihe von Gelegenheitsaufschlüssen und bei den häufigen Durchblicken bei den oft hohl gelagerten Blöcken festgestellt werden.

Wir müssen zunächst die Art der Verwitterung und des Zerfalls der körnigen Tiefengesteine unter den klimatischen Bedingungen der wechselfeuchten Randtropen kennenlernen. Die Verwitterung greift längs der Kluftsysteme, die den Granit durchsetzen, gegen das Gestein vor. Damit werden zunächst grobe Blöcke aus dem festen Verband gelöst, deren Größe sich nach der Weitmachigkeit des Kluftsystems richtet. Diese Blöcke zerfallen dann v. a. durch Hydratationsverwitterung, aber auch durch Temperaturverwitterung unmittelbar in Grus; der den Atmosphärrillen ausgesetzte Granit vergrust. Es fehlen weitgehend Gesteinsfragmente von mittlerer Größe. Die Verwitterungsprodukte der Tiefengesteine zeigen also eine sehr deutlich ausgeprägte Korngrößenverteilung mit zwei Maxima: grobe Blöcke, deren Größe und Form v. a. durch das Kluftsystem bedingt sind, und Feinschutt der Grus- und Sandgröße.

Diese spezifische Korngrößenverteilung hat nun ganz entscheidende Bedeutung für die Abtragungsvorgänge. Bei steiler Hangneigung und dem sehr dürftigen Schutz durch die Vegetation sind die meist heftigen Niederschläge und der resultierende starke Abfluß fähig, alles anfallende feinere Verwitterungsmaterial abzuspuhlen. Und zwar wird der entstehende Grus meist von jedem nächsten Sturzregen vom Steilhang abgespült, wobei wichtig ist, daß diese Abspülung vom Steilhang hinab auf die flachen Fußfluren weitgehend in einem Arbeitsgang geschieht. Auf den steilen Hängen bleibt somit fast nur grobes Blockmaterial liegen, das zu groß ist, um selbst von den mächtigsten Schichtfluten abtransportiert werden zu können.

Da die Flächenspülung durch das abfließende Niederschlagswasser zwar alles feinere Verwitterungsmaterial abspült, dem Blockmaterial aber machtlos gegenübersteht, und da es außer diesen Wasserfluten keine anderen Transportmedien, wie z. B. Bodenkriechen, gibt, unterliegen also die groben Blöcke nur noch der von keinem Transportmedium unterstützten Massenselbstbewegung. Dabei wird sich der Natürliche Böschungswinkel einstellen, bei dem lose Blöcke nicht mehr den Hang hinunterfallen, -rollen oder -rutschen können, bei dem sie sich in steilstmöglicher Ruhelage befinden. Der Natürliche Böschungswinkel ist abhängig von der Blockgröße, so daß jede Blockgröße einen spezifischen Böschungswinkel hat, bei dem die Blöcke liegenbleiben (s. z. B. von Burkalow, 1945). Bei nicht ganz einheitlicher Blockgröße einer lockeren Blockhalde oder Blockdecke, wie sie

in der Natur ja meist vorkommt, wächst der Neigungswert des Natürlichen Böschungswinkels mit der Blockgröße; er liegt bei groben Granitblöcken bei etwa 35°. Jeder steilere Hang kann nur durch noch nicht aus seinem Verband gelösten Fels gebildet werden; man spricht dann von Wänden oder Kliffen.

Diese Bedingungen herrschen auf dem ganzen Hang. Überall bilden sich entsprechend der Maschenweite des Kluftsystems gleichgroße Blöcke. Damit ist auch die Hangneigung, die ja dem für diese Blockgröße spezifischen Natürlichen Böschungswinkel entspricht, überall etwa gleich; d. h. der Hang ist gerade.

Da nun alle diese Inselberge im geklüfteten Granit den gleichen steilen, geraden Hang haben, und zwar sowohl die ganz hohen wie auch die kleinen — und dies kann man besonders gut sehen, wo sich ein größeres Inselmassiv randlich in immer kleinere Inselberge auflöst —, da das Profil also überall gleich ist, ist zu schließen, daß dieser Böschungswinkel tatsächlich der Natürliche Böschungswinkel von Blöcken der gegebenen Art ist und v. a. daß diese Hänge infolge von Vergrusung der Blöcke und der Abspülung des entstandenen Gruses im ganzen parallel zu sich selbst zurückweichen.

Wir müssen uns noch etwas genauer mit dieser Formbeständigkeit des Steilhanges und danach mit dem relativ scharfen Knick, der sich am Fuß des Steilhanges bzw. am oberen Ende des Flachhanges ausbildet, beschäftigen.

Zunächst die Gründe für die *Formbeständigkeit* des Steilhanges, d. h. dafür, daß sich der Steilhang nicht abflacht.

In den wechselfeuchten Tropenklimate mit einer ausgeprägten Trockenzeit und einer kräftigen Schauertätigkeit ereignet sich im Unterschied zu den Klimaten der Mittelbreiten folgendes: Das bei der Verwitterung anfallende Feinmaterial kann wegen der großen Leistungsfähigkeit der Flächenspülung (heftige Niederschläge, dürftige Vegetation, steile Hänge) bei jedem stärkeren Niederschlag sofort abgespült werden. Der ganze Transport ist auf die kurzen, meist höchstens in Stunden zu messenden Niederschlagszeiten beschränkt. Dadurch ist der untere Hangteil praktisch genauso stark der Verwitterung ausgesetzt wie der obere, und auch wird das entstehende Verwitterungsmaterial von allen Hangteilen gleich gut abtransportiert. Es sammelt sich am unteren Hangteil nicht mehr Schutt an als am oberen, wodurch die Verwitterungs- und Abtragsrate am unteren Hangteil erniedrigt werden würde. Wenn auf diese Weise die obere Blocklage langsam zerstört und abgetragen wird, so lösen sich gleichzeitig längs der Kluft- und Schwächezonen neue Blöcke vom Anstehenden los. Die Blockbildung greift aber nie sehr tief, so daß die Blockdecke nie eine Mächtigkeit von einigen wenigen Blocklagen überschreitet. Darunter steht der ungelockerte, frisch erscheinende Fels an. Auf diese Weise behält die aufliegende Schuttdecke immer ihren groben Charakter ziemlich gleichartig bei, und die Hangneigung ändert sich deshalb nicht. Der Steilhang wird nicht abgeflacht, sondern weicht unter Erhaltung seiner charakteristischen Steilheit annähernd parallel zu sich selbst zurück.

Nun ist noch der relativ scharfe *Fußknick* zu erklären, an dem im Gra-

nitgebiet der Flachhang und der Steilhang aneinanderstoßen. Der entscheidende letzte Grund für den plötzlichen Wechsel im Hanggefälle ist der, daß der Granit bei der Verwitterung v. a. in zwei vorherrschende Korngrößen zerfällt, die Grobblecke und den grusig-sandigen Feinschutt, und daß der Steilhang von den groben Blöcken, der Flachhang dagegen fast nur von Feinschutt bedeckt ist. Die Neigung des Steilhanges ist der Natürliche Böschungswinkel des den Hang bedeckenden Blockschutts (gravity-slope von Meyerhoff, 1940; constant slope von Wood, 1942; Haldenhang von W. Penck, 1924: S. 110); die Neigung des Flachhangs ist die, die zum Abtransport allen von oberhalb zugeführten Materials durch die Flächenspülung notwendig ist (wash-slope von Meyerhoff; waning slope von Wood; Abflachungshang von W. Penck, S. 112).

Die Schärfe des Knicks steht in direkter Abhängigkeit von der Ausprägtheit von zwei Maxima in der Korngrößenverteilung des Verwitterungsmaterials. Wenn bei der Verwitterung nur sehr große Blöcke und nur sehr feiner Grus entstehen, so wird der Steilhang sehr steil und der Flachhang sehr flach. Schon allein dadurch erscheint der Gefällsbruch radikal. Dazu kommt, daß an einem Granithang sich überall entsprechend der Maschenweite des Kluftsystems gleichgroße Blöcke bilden, und zwar bis unmittelbar oberhalb der Knicklinie. Diese Blöcke zerfallen in dem Klima Nordtransvaals nicht in halb-, viertel-, achtel- usw. große Blöcke, sondern direkt in feinen Grus.. Dadurch ist der Hang überall gleich stark geneigt; er ist ungefähr gerade. Der Knickpunkt, oder besser die Knicklinie, ist scharf.

b) Steilhänge mit konkavem Profil (Metamorphite und Sedimentgesteine)
(Abb. 9)

Wie wir gesehen haben, scheint uns das gerade Hangprofil und der scharfe Fußknick im Granitgebiet durch die ausgeprägte Korngrößenverteilung des Verwitterungsmaterials mit zwei Maxima bedingt zu sein. Wenn diese Auffassung richtig ist, so muß sich das ändern bei einem Gestein, das zwar zunächst auch in $\pm$ große Blöcke zerfällt, dann aber nicht durch Vergrusung direkt zu Feinschutt, sondern das sich durch fortgesetzte Teilung verkleinert. Das geschieht besonders gut bei den harten Lagen der Kristallinen Schiefer des Archaischen Komplexes wie v. a. banded ironstone und Quarzit und bei den Quarzit- und Sansteinschichten der verschiedenen Randplateaus und -schichtkämme unserer beiden Rumpfflächen. Hier entstehen also bei der Verwitterung alle Zwischengrößen der Blöcke. Es gibt daher nicht nur Korngrößen, die entweder eindeutig zu groß sind, um von den Flächenspülungen abtransportiert werden zu können, oder so klein, daß sie gleich bei einem Regen den ganzen Hang hinuntergespült werden. Bei dem allmählichen Kleinerwerden der Blöcke treten Korngrößen auf, die bei gelegentlichen, besonders heftigen Fluten ein kleines Stück hangabwärts bewegt werden und dort für längere Zeit liegenbleiben. Je kleiner sie werden desto häufiger und desto weiter werden sie bewegt. So kommt es, daß hangabwärts die kleineren Korngrößen einen langsam aber stetig wachsenden Anteil in der Schuttdecke einnehmen. Da sich mit Verminderung der Blockgröße auf einem Haldenhang

auch dessen Natürlicher Böschungswinkel vermindert, finden wir unten geringere Hangneigungen als oben; der Hang besitzt ein konkaves Profil. Ein wirklicher Knick kann sich nicht bilden, da nirgends eine sprunghafte Änderung in der Blockgröße der Schuttdecke eintritt. Die Blöcke verkleinern sich über alle Zwischengrößen und das Hangprofil flacht sich ebenso über alle Zwischengrößen gegen die von der Flächenspülung bestimmten Flachhänge ab. Langsam tritt dabei neben die bloße Schwerkraft und die Massenselbstbewegung die Wirkung des fließenden und spülenden Wassers, da die sich verkleinernden Blöcke allmählich in den Kompetenzbereich der Flächenspülungen geraten. Irgendwann dominiert die Flächenspülung völlig.

Wenn es sich um ein homogenes Gestein handelt, das der oben beschriebenen Verwitterung und Abtragung unterliegt, so muß sich unter diesen Umständen der Hang allmählich abflachen. Denn dadurch, daß auf den unteren Hangteil immer neben dem in situ gebildeten Verwitterungsmaterial auch für $\pm$ lange Zeit Verwitterungsschutt von den oberen Hangteilen liegenbleibt, sind diese unteren Hangeile der Verwitterung etwas weniger stark ausgesetzt als die jeweils über ihnen gelegenen.

So zeigen auch die Aufragungen, die an die Amphibolite und Serpentine der von Mt. Marée nach ONO ziehenden Zone metamorpher Gesteine gebunden sind, mit zunehmender Erniedrigung immer flachere Hangformen, bis sie als weiche, konvex-konkave Schwellen kaum noch zu erkennen sind.

In den meisten Fällen werden die Steilhänge in den Metamorphiten und in den Sandsteinen und Quarziten aber von sehr widerständigen Schichten gekrönt. Unter diesen Umständen haben die Hänge natürlich auch das konkave Profil; wir finden hier sogar die schönsten und typischsten Ausbildungen. Aber da diese Deckschichten oder — bei sehr steilem Einfall — Kernschichten so sehr widerständig sind im Vergleich mit dem Nebengestein, ist die Abtragung hier nicht besonders intensiv, sondern bedarf manchmal sogar der Übersteilung oder gar Unterhöhlung durch die schneller fortschreitende Abtragung der liegenden bzw. Nebengesteine. Wir haben dann ähnliche Verhältnisse, wie wir sie auch von unseren Schichtstufen und Schichtkämmen kennen. Die Abtragung führt auch hier im ganzen zu einem parallelen Zurückweichen der Steilhänge.

c) Hänge mit nackten, prallen Gesteinsoberflächen (kluftarme Tiefengesteine) (Abb. 10)

Neben den oben beschriebenen Steilhang-Formtypen mit ihren Schuttdecken aus grobem Blockmaterial gibt es nun noch einen dritten, grundsätzlich von diesen verschiedenen Typ des Steilhanges in unserem Gebiet. An vielen Stellen werden im Granitgebiet die normalerweise blockbedeckten Hänge von nackten, glatten Felswänden durchsetzt. Die Form und die Steilheit dieser prallen Wände kann in großem Maße schwanken. Was sie auszeichnet, ist die fast ganz von losem Verwitterungsmaterial entblößte Nacktheit des anstehenden Granits. Diese prallen Felswände stoßen meist mit sehr scharfem Knick auf die grusbedeckten Flachhänge an ihrem Fuß, und nur hin und wieder wird der Hangfuß von abgestürzten Blöcken verdeckt.

Wie kommt es zur Ausbildung dieses Typs der Steilhänge? Bei der Abtragung — entweder beim Zurückweichen eines Steilhanges oder auch beim Tieferlegen der Flachhänge — kann ein besonders widerständiger Gesteinskörper bloßgelegt werden. Dessen Kluftsystern oder andere Schwächezoncn können so weitmaschig sein oder über weite Partien ganz fehlen, daß er durch die angreifenden Verwitterungsagentien nicht in Blöcke zerlegt werden kann. Er grust nur leicht ab, oder es lösen sich dünne feine Schuppen oder Plättchen ab (Abb. 7 u. 14). Daneben können sich aber auch über lange Zeiträume durch enorme Spannkraften — die aufgrund der Entlastung durch den Abtrag großer Massen überlagernden Gesteins entstehen — sehr dicke, bis einige Meter mächtige Schalen ablösen (Abb. 10). Die Form und die Neigung der Oberfläche eines solchen Inselberges hängt also zu Beginn hauptsächlich von den Umrissen des ihn bedingenden, besonders widerständigen Gesteinskernes ab. Später wird er aber immer stärker durch die weitgehend oberflächenparallelen Entlastungsklüfte modifiziert. Die Hänge sind fast immer deutlich rund-konvex und versteilen sich meist gegen den Hangfuß. Wenn der Fuß nicht durch heruntergefallene Schalenstücke, die noch nicht zu Grus zerfallen sind, verdeckt wird, so ist er wirklich linienhaft ausgebildet; man kann seinen Finger darauf legen.

Dieser dritte Typ von Inselberg ist eindeutig an die Partien der Massengesteine gebunden, die im Vergleich zu den umgebenden Gesteinen so widerständig sind, daß sie nicht längs bevorzugter Schwächelinien in Blöcke zerlegt werden können, sondern nur an der einen äußeren Oberfläche vergrusen oder abschuppen. Sobald die Zerlegung in Blöcke schneller vor sich geht als der Zerfall dieser Blöcke zu transportierbarem Feinschutt, bildet sich eine Blockdecke und am Hang stellt sich die Neigung des Natürlichen Böschungswinkels ein.

Die Ausbildung dieser steilen, nackten, prallen Vollformen in massigen Tiefengesteinen ist aus fast allen Klimazonen der Erde beschrieben worden; das führte L. Ch. King zu der Behauptung, es gäbe Inselberge auf der ganzen Erde. In den Tropen und besonders in den wechselfeuchten Tropen scheinen jedoch die Bedingungen zu ihrer Ausbildung besonders günstig zu sein. Diese prallen Vollformen sind nun nicht kraft ihrer nackten Steilheit Inselberge. Zu Inselbergen werden auch sie erst, wenn sie rundum von sehr flachen Abtragungsflächen umgeben sind.

Zusammenfassung der Erklärung der Bildung und Erhaltung von Steilhängen. Diskussion einiger unterschiedlicher Erklärungsversuche.

Zusammenfassend lassen sich die Vorgänge, die zur Bildung und Erhaltung der Steilhänge in unserem Gebiet führen, folgendermaßen darstellen:

Auf versteilten Flächen wird das Anstehende freigelegt. Alles weiter entstehende Feinmaterial wird sehr schnell von den Spülfluten abgeführt, so daß fast nur der anfallende Grobschutt liegenbleibt. Dieser Grobschutt bildet eine Hangneigung aus, bei der die Massenselbstbewegung durch freien Fall und Abrollen weitgehend verhindert wird und bei der sich die Blöcke in der steilst möglichen Ruhelage befinden; d. h. der von

Blöcken bedeckte Hang nimmt die Neigung des für diese Blöcke spezifischen Natürlichen Böschungswinkels an. Jeder steilere Hang würde durch die bekannten Vorgänge der Wandverwitterung abgeflacht und jeder flachere Hang wird durch die Abtragung, deren Intensität dabei streng an die Verwitterungsrate zu Feinmaterial gebunden ist, abgeflacht bis zu der Neigung, bei der gerade noch alles von oberhalb zugeführte Material abtransportiert werden kann. Auf diese Weise wird jede Fläche mittlerer Neigung umgeformt in einen oberen Steilhang und einen unteren Flachhang, d. h. zu den beiden Formen, die unter den gegebenen Abtragungsverhältnissen die einzigen beständigen, sich selbst erneuernden Formen sind.

Die Neigung beider Hangtypen hängt von der Korngröße des den Hang bedeckenden Materials ab. Beim Steilhang stellt sich der Natürliche Böschungswinkel der Blöcke ein, die durch die Flächenspülung nicht abtransportiert werden können; beim Flachhang stellt sich die Neigung ein, bei der die Flächenspülung gerade alles von oben zugeführte Material abtransportieren kann.

Je größer der Unterschied in der Korngröße des betreffenden Lockermaterials desto schroffer stehen sich die beiden Hangtypen in ihrer Steilheit gegenüber. Je plötzlicher der Korngrößenunterschied ist, d. h. je weniger vermittelnde Zwischengrößen auftreten, desto krasser ist der Gefällsbruch, desto schärfer ist der „Knick“.

Die weitere Abtragung dieses Steilhanges vollzieht sich nun weitgehend durch Verwitterung und Abspülung des entstehenden Feinmaterials. Wie die Beobachtung zeigt, werden die Hänge dabei nicht flacher, sondern sie weichen unter Beibehaltung ihrer charakteristischen Steilheit parallel zu sich selbst zurück. Die Gründe dafür sind bei den in unserem Gebiet weit überwiegenden Granithängen folgende: Im Gegensatz zu den Waldklimaten unserer Mittelbreiten wandert das entstehende Lockermaterial nicht langsam den Hang hinunter, wobei es alle unteren Hangteile stärker vor der Verwitterung schützen und sich am Hangfuß ansammeln würde. Der entstehende Feinschutt wird vielmehr bei jedem heftigeren Regen so gut wie in einem Arbeitsgang vom Steilhang abgespült, während die liegenbleibenden Grobblecke weitgehend in Ruhe sind und an Ort und Stelle in Grus zerfallen. Dadurch werden alle Teile des Hanges gleichmäßig und gleichstark denudiert, gleichstark der Verwitterung ausgeliefert und gleichstark abgetragen. Der Hang weicht unter Beibehaltung seiner Steilheit zurück.

Die Blöcke befinden sich natürlich am Hang nicht in absoluter Ruhelage. Die Bewegung hangabwärts ist aber im Vergleich zum Zerfall an Ort und Stelle sehr geringfügig; die dennoch auftretende schwache Tendenz zur Schuttanhäufung nach unten wird durch den wegen der größeren Feuchtigkeit etwas stärkeren Zersatz am untersten Hangteil und am Hangfuß ausgeglichen.

Neben diesem allgemeinen Fall gibt es einen Sonderfall. Die Auflockerung der bloßgelegten Gesteinspartie kann wegen sehr großer Widerständigkeit nur sehr langsam vor sich gehen. An ihrem Fuß dagegen kann wegen des reichlicheren Feinmaterials und der darin immer längere Zeit gespeicherten Feuchtigkeit die Aufbereitung schneller arbeiten. Dadurch

wird ein solcher Hang am Fuß stärker angegriffen und schneller zurückgetrieben als in den oberen Hangteilen. Die Steilheit dieses Hanges kann dadurch zunehmen. Auch gelegentlich von oben abstürzende Blöcke werden am Hangfuß schneller zersetzt und das Zersetzungsmaterial abgespült, als daß diese Blöcke allmählich zu einer Blockhalde akkumuliert werden können. Bei diesem Sonderfall ist der Fußknick ideal ausgebildet, während bei allen blockbedeckten Hängen je nach der Ausgeprägtheit von zwei Maxima in der Korngrößenverteilung des Verwitterungsmaterials entweder die Knicklinie durch die Blöcke im einzelnen sehr unregelmäßig ist oder gar eine das Formenbild stark beherrschende Hangschleppe vorhanden ist.

Was diese Erklärung, die ich zur Kennzeichnung der entscheidenden Vorgänge die der Hangabtragung durch Verwitterung und Abspülung bezeichnen möchte, von den meisten anderen Erklärungsversuchen unterscheidet, ist die folgende Tatsache: Die meisten Autoren rechnen mit einer starken Massenwanderung hangabwärts, was zur Akkumulation von Lockermaterial am Hangfuß führen müßte. Deshalb benötigen sie zur Erklärung des Knicks und der Beibehaltung der Steilheit des Hanges einen Vorgang, der den Hangfuß besonders stark angreift. Ich möchte die beiden wichtigsten der von dem oben gegebenen *unterschiedlichen Erklärungsversuche* kurz diskutieren.

Eine Möglichkeit der Ausbildung des Knicks und der Verhinderung von Akkumulation am Hangfuß ist die Unterschneidung des Hanges durch die *seitliche Erosion* eines Flusses. Entweder kann der Fluß längs des Steilhanges hinfließen und den Fuß des Hanges ständig auf dessen ganzer Länge unterschneiden; oder die Flüsse kommen in der Richtung der Hangabdachung aus dem höheren Gelände und unterschneiden abwechselnd durch Hin- und Herpendeln in dem Austrittstrichter die Steilhänge zu beiden Seiten. Der zweite Fall ist v. a. von D. Johnson in mehreren kurzen Arbeiten (1931; 1932 a; 1932 b) für die Bildung der Pedimentflächen und der über sie mit einem Knick aufragenden steilen Gebirgshänge in Arizona vertreten worden. In Deutschland hat sich v. a. von Wissmann (1951) dieser Deutung angeschlossen.

Im ersten Fall müßte unmittelbar an der Fußlinie des Steilhanges der flache Talboden eines Flusses entlangziehen. Da aber in fast allen Fällen vom Talboden ein deutlich geneigter Talhang oder ein „Pediment“ gegen den Fuß des Steilhanges hochzieht, scheidet diese Möglichkeit als allgemeine Erklärung aus.

Im zweiten Fall müßten — wie Johnson selbst betonte — die Talausgangstrichter als Felskegel ausgebildet sein. Außerdem müßte häufiger ein frisch unterschrittener und dadurch nach unten sich versteilender Hang zu sehen sein, und wo diese Fußsteilheit nicht zu beobachten ist, müßte sie durch eine mächtigere Lockerdecke verdeckt sein. Im Grundriß müßte die Fußlinie der Steilhänge aus gegen die Hänge zu konvexen Bögen und aus gegen den Fluß weisenden spitzen Zwickeln bestehen. Alle diese notwendigen Formeigenschaften fehlen aber in meinem Arbeitsgebiet, und wie von vielen Bearbeitern der Pedimentflächen in der „Basin and Range Area“ im Südwesten der USA (z. B. Rich, 1935; Field, 1935; Gilluly, 1937;

Yi-Fu Tuan, 1959) in betontem Gegensatz zu Johnson berichtet wurde, fehlen sie auch in diesen arideren Gebieten weitgehend. Außerdem schließt die im ersten Teil beschriebene und später noch einmal zu besprechende Muldenform aller aus den Hochgebieten kommenden Fluß- und Bachtäler diese Deutung aus. Die Unterschneidung durch die seitliche Erosion von Flüssen kann also nicht die allgemeine Ursache für den Fußknick und die Erhaltung der Steilheit der Hänge sein.

Die zweite Erklärungsmöglichkeit für die charakteristische Formstabilität der Steilhänge und für den Fußknick, die besonders für die stärker humiden Gebiete der wechselfeuchten Tropen immer wieder angeführt wird, ist die Erklärung durch *intensive chemische Verwitterung am Fuß des Steilhanges*. Diese Deutung ist in Deutschland v. a. mit dem Namen Otto Jessen (1936: S. 334 ff.) verbunden. Nachdem eine zu stark geneigte Fläche von allem Feinmaterial entblößt und das Anstehende freigelegt wurde, soll alles Niederschlagswasser an der nackten Gesteinsoberfläche sehr schnell abfließen. Dieses schnell abfließende Wasser konzentriert sich am flachen Hangfuß, und wegen der Decke aus aufbereitetem Lockermaterial hält sich die Feuchtigkeit dort viel länger. Dadurch ist die chemische Verwitterung am oberen, steilen, nackten Hang sehr gering, in der feuchten Zone am Hangfuß dagegen sehr viel stärker. Es wird nicht nur aller Grobschutt, der vom steilen Hang abstürzt, schneller zersetzt und abgeführt, als daß er sich ansammeln könnte, sondern zusätzlich kann das Anstehende am Fuß noch stärker angegriffen werden. Der Hang kann dadurch mit fortschreitender Entwicklung sogar steiler werden. Wie wir bei dem geschilderten Sonderfall der sehr massigen, kluftarmen Partien in Tiefengesteinen gesehen haben, können die Abtragungsvorgänge auf diese Weise arbeiten. Auch Jessen benutzte bei der Darlegung seiner Theorie den Fall praller und nackt daliegender Gesteinswände vom Typ der Glocken- oder Zuckerhutberge. Wie verhält es sich aber, wenn das Gestein auch am Steilhang aufgrund eines reichlichen Kluftsystems oder anderer Schwächezonen in Blöcke zerlegt wird und zwar wenigstens in so starkem Maße, daß die Hänge mit diesem Blockschutt ganz bedeckt sind? Wie meine Beobachtungen v. a. in Südafrika, aber auch in weiten Teilen Ostafrikas zeigen und wie auch eine Durchsicht der Literatur ergibt, überwiegen diese Verhältnisse.

Wenn man auch in diesem Fall die intensive chemische Verwitterung am Hangfuß als den entscheidenden Faktor für die Abtragung der Inselberge und für die Formbeständigkeit der Steilhänge ansehen will, dann muß erst einmal mit einer Hangabwärtsbewegung der Lockerdecke gerechnet werden, die die Verwitterung der Blöcke am Orte ihrer Loslösung aus dem Anstehenden stark überwiegt. Denn erst am Hangfuß sollen sie zu transportfähigem Feinschutt zersetzt werden. Da über jeden unteren Hangteil mehr Material befördert werden muß als über jeden oberen Hangteil, muß die Lockerdecke hangabwärts stetig an Mächtigkeit zunehmen. Wie im beschreibenden Teil betont wurde, ist das aber nicht der Fall. Das stärkste Argument gegen die Bewegung des Blockschutts hangabwärts, die bei dieser Deutung durch den starken chemischen Zersatz am Steilhangfuß vorausgesetzt werden muß, ist die Tatsache, daß an diesen

Hängen die Mächtigkeit der Blockdecke überall etwa gleich ist, und zwar steht in unserem Gebiet unter nur einigen wenigen Blocklagen das unge-lockerte, frische Gestein an. Durch die sehr schnelle Abspülung des bei der weitergehenden Verwitterung anfallenden Feinmaterials fehlen auch die notwendigen Voraussetzungen für den Transport der Grobblöcke. Außerdem konnte ja gezeigt werden, daß durch die charakteristische Verwitterungsart der Tiefengesteine in Grobblöcke und Grus und durch die herrschenden Abspülvorgänge die Steilhänge ohne die Tendenz zur Akkumulation am Hangfuß intensiv abgetragen werden können. Damit entfällt überhaupt die Schwierigkeit, die am Ausgangspunkt der anderen Deutung steht: welche Vorgänge können die am Fuß sich ansammelnden Lockermassen jeweils wieder beseitigen?

Die Wirkung der stärkeren Intensität der chemischen Verwitterung am Hangfuß ist aber auch im semiariden Südafrika nicht vollständig außer acht zu lassen. Denn wie wir ebenfalls gesehen haben, gibt es auch bei den Grottschutdecken eine kleine Bewegungstendenz hangabwärts, die dann durch den etwas intensiveren Zersatz am Hangfuß ausgeglichen wird. Aber diese Vorgänge sind im allgemeinen nicht die beherrschenden, sondern sie sind nur weniger wichtige Begleiterscheinungen neben den herrschenden Vorgängen der Aufbereitung an Ort und Stelle und der sehr wirksamen Abspülung des entstehenden Feinmaterials.

3. Die Flachhänge

Nachdem wir im vorigen Kapitel die Vorgänge, die sich an den Steilhängen abspielen, und die entscheidenden Faktoren für die Ausbildung und für die Erhaltung der charakteristischen Steilheit dieser Hänge kennen-gelernt haben, müssen wir uns nun den Flachhängen als dem zweiten wichtigen Formelement der Inselberglandschaften zuwenden. Denn das unvermittelte Nebeneinander dieser beiden so unterschiedlichen Formele-mente ist ja das charakteristische Kennzeichen von Inselberglandschaften. Diese Flachhänge ziehen mit geringer, aber doch deutlicher Neigung gegen die Tiefenlinien der Flüsse. Sie sind damit echte Talhänge und können und müssen als solche streng von den im Querschnitt ebenen oder gar leicht konvexen Talböden getrennt werden. (Obwohl streng genommen auch die gegen die Flüsse sich abdachenden Steilhänge Talhänge sind, werde ich im folgenden unter „Talhang“ immer nur die Flachhänge ver-standen; die darüber mit einem deutlichen Gefällsbruch (= Knick) auf-ragenden Steilhänge können zur Unterscheidung davon „Berghänge“ ge-nannt werden.)

Die Funktion dieser flachen Talhänge im Gesamtabtragungsgeschehen ist es, als Transportunterlage für die Vorgänge zu dienen, die den Flüssen das von den Abtragungsflächen stammende Verwitterungsmaterial zu-führen. Man kann sowohl in den Flüssen wie auf den Spülflächen analy-sierend zwischen Transportvorgängen und Abtragungsvorgängen unter-scheiden. In der Wirklichkeit der Natur ist es natürlich ein einheitlicher Arbeitsgang, der nur zwei verschiedene Wirkungen hervorruft, nämlich den Transport von Lockermaterial und die Abtragung. Der Unterschied

in der jeweiligen Bedeutung der beiden Wirkungen hängt von verschiedenen Faktoren ab, unter denen die Neigung der Fläche einen wichtigen Platz einnimmt. Die auf den Talhängen sich abspielenden Vorgänge stehen in einer engen Beziehung zu den Vorgängen in den Talgründen, den Flußbetten; sie bilden zusammen ein einheitliches Wirkungsgefüge. Auch die den jeweiligen Vorgängen entsprechenden Formen, hier v. a. das Gefälle der Flüsse und die Neigung der Talhänge, stehen in engem Zusammenhang miteinander.

Ein Fluß strebt auf jeder Strecke seines Laufes das Gefälle an, das den Abtransport allen von oberhalb und von den jeweiligen Talhängen zugeführten Materials gerade gewährleistet, d. h. es muß ein Gleichgewicht herrschen zwischen der Transportleistung der Flächendenudation und dem Transportvermögen des Flusses. Je weniger widerständig der Bettuntergrund ist, desto näher kommt er diesem Zustand, und wenn der Untergrund aus leicht beweglichem Lockermaterial wie z. B. eingefüllten Schottern besteht, erreicht er diesen „Auslastungszustand“ sogar vollständig (Hormann, 1964: S. 56 f.; 1965).

Auf den Talhängen wird sich diejenige Neigung einstellen, bei der die Denudationsvorgänge dem Fluß gerade soviel Material zuführen, daß dessen Transportvermögen annähernd ausgelastet ist.

In diesem Zustand des Gleichgewichts der beiderseitigen Transportleistungen, in dem also auch die diese Transportleistungen mitbedingten Hangneigungen bzw. Flußgefälle in einem bestimmten Verhältnis zueinander stehen, kann der Fluß sich nicht im Verhältnis zu seiner Umgebung eintiefen; er würde dadurch einerseits sein Gefälle und damit sein Transportvermögen vermindern und andererseits durch Versteilung der Talhänge die Leistungsfähigkeit der Denudationsvorgänge zusätzlich erhöhen. Natürlich erfolgt auch in diesem Zustand eine beträchtliche Tiefenerosion, doch werden in gleichem Maße die Talhänge tiefergeschaltet, so daß sich an dem gegenseitigen Verhältnis von Hangneigung und Flußgefälle und damit der Transportleistungen nicht viel ändert.

Aus diesen Zusammenhängen folgt, daß bei dem starken Längsgefälle der Flüsse und den sehr geringen Neigungen der Talhänge, wie wir sie im ersten Teil dieser Arbeit kennengelernt haben, die Denudationsvorgänge auf den Flächen sehr leistungsstark sein müssen. Denn nur sehr leistungsfähige Denudationsvorgänge können bei solch geringen Neigungen den Flüssen soviel Material zuführen, daß diese weitgehend ausgelastet sind und an einer hangversteilenden Tiefenerosion gehindert werden. Welches sind nun die entscheidenden Faktoren für diese große Leistungsfähigkeit der Denudation?

Die Stärke eines jeden Denudationsvorganges wird erstens durch die potentielle Leistungsfähigkeit des Transportmediums und zweitens durch die Beweglichkeit des abzutransportierenden Materials bestimmt.

Aufgrund der meist heftigen Sturzregen kommt es zu starkem Oberflächenabfluß. Durch die sehr lockere und weitständige Bodenvegetation wird dieser Abfluß kaum gehindert. Diese beiden Faktoren bedingen die bekannten intensiven Flächenspülungen. Diese Flächenspülungen sind aber nur in den seltensten Fällen mächtige Schichtfluten, wie sie Mc Gee

(1897) in seiner klassischen Arbeit über „Sheetflood Erosion“ geschildert hat; meist ist es ein maximal nur einige cm dicker Wasserfilm, der zu meist gegen schwach ausgeprägte Tiefenzonen hin konvergiert. Zur näheren Kennzeichnung der Flächenspülung spricht man mit Waibel (1928: S. 71) im Normalfall wohl besser von Rinnenspülung als von Schichtfluten, wobei jedoch auch die Rinnenspülung wegen des engmaschigen Netzes und der dauernden Verlagerung der flachen Rinnen im ganzen flächenhaft wirkt. Immerhin konnte ich bei dem stärksten von mir erlebten Gewitterschauer wenige Kilometer nördlich von Pietersburg beobachten, wie sich innerhalb von 10 Minuten die zu Ende der Trockenzeit nur mit kümmerlichen, völlig ausgetrockneten Grasbüscheln bestandenen Flächen in einen riesigen seichten „See“ verwandelten, aus dem nur noch Büsche und Bäume aufragten.

Unter diesen Bedingungen ist also die potentielle Leistungsfähigkeit der Denudationsvorgänge sehr groß.

Die Aufbereitung des Untergrundes führt in dem semiariden Klima des randtropischen Nordtransvaal keineswegs zu besonders kleinen Korngrößen; es herrschen weitgehend die Grus- und Sand-Korngrößen vor. Allerdings ist die Plastizität und der Zusammenhalt dieses Verwitterungsmaterials recht gering, wodurch selbst die größeren Körner beweglicher sind. Entscheidend wichtig scheint mir aber auch für die große Beweglichkeit des Verwitterungsmaterials die lockere Vegetationsdecke. Durch sie wird der Boden kaum zusammengehalten oder schützend bedeckt, sondern er liegt zwischen den einzelnen Gras- und Krauthorsten über den größten Teil der Flächen völlig frei da, so daß er von den über sie hinweggehenden Flächenspülungen leicht erfaßt und weggespült werden kann.

Wir haben also gesehen, daß die lockere Vegetationsdecke sowohl für die große Leistungsfähigkeit der Flächenspülung wie auch für die große Beweglichkeit des den Flüssen zuzuführenden Verwitterungsmaterials eine entscheidend wichtige Voraussetzung ist. Wie Lauer (1952: S. 79; 1951: S. 286) durch eingehende vergleichende Untersuchungen zeigen konnte, ist der entscheidende Faktor für die klimatischen Vegetationszonen die jeweilige Dauer der humiden bzw. ariden Jahreszeiten, und nicht die absolute Jahresniederschlagsmenge. So reicht z. B. der ausgedehnte Bereich der Trockenwälder vom Miombo-Mopane-Typus von Gebieten mit 1200 mm Niederschlag auf der Lundaschwelle bis in Gebiete mit weniger als 400 mm im Transvaaler Lowveld; aber dieser ganze Bereich ist ausgezeichnet durch eine 5—7 monatige aride Jahreszeit.

Es scheint mir deshalb wahrscheinlich zu sein, daß der entscheidende Faktor für die große Wirksamkeit der Denudationsvorgänge und damit für die sehr flachen Neigungen der Talhänge die ausgeprägte Periodizität der Niederschläge ist, auf Grund derer sich keine dichte, geschlossene Vegetationsdecke ausbilden kann.

Die oft als notwendige Voraussetzung für die Ausbildung von sehr flachen Hängen und damit von Rumpfflächen angeführte große Tiefenausdehnung des Gesteinszersatzes durch intensive chemische Verwitterung fehlt in den semiariden, randtropischen Gebieten Nordtransvaals. Da aber trotzdem weite, von sehr weiten Flachmuldentälern gegliederte Rumpf-

flächen ausgebildet sind, wie sie idealer kaum sein könnten, kann die in große Tiefe reichende Gesteinszersetzung nicht eine notwendige Voraussetzung für ihre Ausbildung sein. Es ist mir auch kaum verständlich, welchen Einfluß die Gesteinsbeschaffenheit in sehr großen Tiefen auf die Abtragungs- und Formungsvorgänge haben kann. Entscheidend sind doch die Eigenschaften und v. a. die Beweglichkeit des Verwitterungsmaterials an der subaerischen Oberfläche, denn nur hier spielen sich die Vorgänge ab, die die Rumpfflächen bilden.

Für die notwendige hohe Beweglichkeit dieses oberflächlichen Verwitterungsmantels können allerdings die Art der Verwitterung und damit die chemisch-physikalischen Eigenschaften des Verwitterungsmaterials wichtig werden. Es liegen aber meines Wissens zu wenig einschlägige Untersuchungen vor, um in diesen Zusammenhängen zu größeren Schlußfolgerungen zu kommen. Nur scheint es mir wahrscheinlich zu sein, daß keine gesetzmäßige, gleichsinnige Abhängigkeit der optimalen Bedingungen für die Rumpfflächenbildung von der Intensität des chemischen Gesteinszeratzes besteht. So gibt es einerseits offenbar keine flachen Rumpfflächen in den inneren, immerfeuchten Tropen, oder zumindest nehmen die Neigungen der die Rumpfflächen bildenden Talhänge deutlich zu (s. z. B. Pallister, 1956 a), obwohl doch dort die chemische Verwitterung am intensivsten arbeitet. Andererseits finden wir in den ariden Gebieten, wo die chemische Verwitterung stark hinter dem mechanischen Gesteinszerfall zurücktritt, weite Abtragungsflachlandschaften mit ganz geringen Neigungen über mächtigen, unzertalten Reliefsockeln. Dies weist darauf hin, daß auch in den ariden Gebieten die flächenhaften Abtragungsvorgänge im Verhältnis zu den linienhaften in den Talgründen sehr leistungsstark sind.

Allerdings ist die Empfindlichkeit der Abtragungsverflachungen der ariden Gebiete gegenüber Störungen des herrschenden Gleichgewichts sehr viel stärker als in den humiden wechselfeuchten Tropen, was seinen Ausdruck in der häufigen Zerrachelung der flachen Oberflächen findet. Diese Zerrachelung ist aber nie sehr tiefgehend und ändert nichts daran, daß die Flüsse bei nicht zu großen Höhenunterschieden nicht in tiefen Tälern fließen und daß damit der Reliefsockel sehr mächtig ist. Am unteren Ende der Zerrachelungszone weichen zudem die steilen Hänge rasch vom Talboden nach beiden Seiten zurück und hinterlassen an ihrem Fuß ständig an Ausdehnung gewinnende flache Talhänge mit ähnlich geringen Neigungen wie vor der Zerrachelung.

Andererseits ist auffallend, daß die Verbreitung von aktiven Rumpfflächen weitgehend übereinstimmt mit wenigstens einer längeren, deutlich ausgeprägten Trockenzeit oder gar mit ganzjähriger Aridität und damit in jedem Fall mit einer lockeren Bodenvegetation. Wenn gegen die inneren Tropen die aride Jahreszeit auf zwei und weniger Monate zusammenschrumpft und sich damit eine dichte Vegetationsdecke ausbildet, nehmen auch die Neigungen der Talhänge und damit die Taltiefen zu (Pallister, 1956 a). Auch wenn man sich in Südafrika dem Übergangsgebiet von Sommer- zu Winterregen mit ganzjähriger Humidität und immerfeuchten Regenwäldern (z. B. Knysna-Forest) nähert, wird die Landschaft immer welliger und hügeliger, obwohl die Temperaturen und die absolute

Niederschlagsmenge und damit die chemische Verwitterung etwas höher bzw. stärker sind als in den Hochländern des Binnenlandes, wie z. B. die Karroo und das Pietersburger Hochland (s. auch Fair, 1948 a). Mit abnehmendem Jahresniederschlag bis zu ganzjähriger Aridität in den südlichen Hochländern Südwest-Afrikas scheinen wir aber durchgehend im Bereich aktiver Rumpfflächenbildung zu bleiben, wie ich selbst auf einer Übersichtsreise feststellen konnte, und wie es auch in der Literatur an vielen Stellen zu ersehen ist (u. a. Jaeger u. Waibel, 1920/21; Waibel, 1925; Jaeger, 1932; Fair, 1948 b; Mabbutt, 1952; 1955 a; 1955 b; Abel, 1955). Auch Büdel beschreibt tiefe Zertalung in der Sahara nur aus den Hochgebirgen des Ahaggar und Sinai, von kleinen Gebieten mit größeren Höhenunterschieden und unter dem Einfluß eustatischer Meeresspiegelschwankungen.

Ich möchte an dieser Stelle noch einmal zusammenfassend betonen, daß meiner Ansicht nach der Grund dafür, daß sich die Flüsse nicht mit steilen Talhängen in ihre Umgebung eintiefen, sondern weitgehend im Niveau der Ebenen fließen, v. a. in der starken Belastung der Flüsse mit Transportmaterial liegt, in dem weitgehend hergestellten, quasi-stationären Gleichgewicht zwischen der Transportleistung der Denudationsvorgänge und dem Transportvermögen der Flüsse. Durch diese starke Belastung wird der Angriff auf den Bettboden schon bei noch ziemlich starkem Gefälle so schwach, daß eine weitere Eintiefung des Flusses in seine Umgebung verhindert wird. Im einzelnen bestehen dabei folgende Zusammenhänge: Erosion geschieht durch die Lockerung des Bettuntergrundes — größtenteils durch darüber hinwegbewegtes Material — und durch den Abtransport der gelockerten Teile. Je intensiver bei gleichen anderen Bedingungen die Bewegung des Erosionsmediums über den Bettboden ist, desto stärker wird erodiert. Die Geschwindigkeit dieser den Bettboden angreifenden Bewegung hängt v. a. von dem Gefälle des Flusses und von der vertikalen Mächtigkeit der Transportlast ab; bei gegebenem Gefälle nimmt die Geschwindigkeit am Bettboden mit zunehmender Mächtigkeit der festen Bettbodenfracht ab.

Da nun in unserem Fall durch die leistungsstarke Denudation den Flüssen sehr große Mengen Verwitterungsmaterial v. a. der Sand-Grus-Korngröße von den Hängen zugeführt werden, ist die am Bettboden zu transportierende Fracht sehr mächtig. Davon kann man sich bei den in der Trockenzeit meist trocken daliegenden Talböden leicht überzeugen, und daß große Mengen festen Lockermaterials von diesen Flüssen transportiert werden, wird z. B. dadurch erwiesen, daß künstliche Staubecken in semiariden Gebieten in einer um ein Vielfaches kürzeren Zeit vollgeschüttet werden als bei uns in Mitteleuropa und außerdem dadurch, daß z. B. die Flüsse an der Ostseite Süd- und Ostafrikas trotz ansehnlicher Gezeitenströme Deltas und Schwemmlandebenen aufbauen. Wegen dieser starken Belastung vermag — schon bei noch recht großem Gefälle — die Turbulenz der Fließbewegung die unterste Lage der Transportfracht nur noch selten und schwach zu erfassen, so daß wegen der geringen Beanspruchung des Bettbodens der Fluß sich nicht mehr weiter in seine Umgebung eintiefen kann. Man kennzeichnet deshalb die Verhältnisse wohl

recht treffend, wenn man mit Fenneman (1908) sagt, daß die Tiefenerosion eher verhindert als daß ihr widerstanden wird.

Obwohl die meisten Flüsse während mehrerer Monate im Jahr trocken liegen und somit die Abtragung ruht, wird auf diese Weise doch eine sehr beträchtliche Abtragung und damit auch Flußerosion geleistet, die diejenige der Waldklimare der Mittelbreiten stark übertreffen dürfte.

Ich möchte deshalb meinen, daß die Annahme von Büdel (u. a. 1957: S. 205, S. 203, S. 207 und 1958: S. 106), daß sich die Flüsse wegen Fehlens von grobem Transportschutt und damit von „Erosionswaffen“ nicht einschneiden können, nicht zutrifft. Das feste Sand- und Grusmaterial, das von den Flüssen Nordtransvaals in großen Mengen transportiert wird, dürfte vielmehr ein sehr wirkungsvolles Schleifmaterial sein, wenn es mit genügender Geschwindigkeit über den Bettboden geführt wird. Wenn in den heißeren und feuchteren Tropen wegen „der höchst energischen chemischen Verwitterung jeden Gesteins“ auch der Flußbettboden aus einem dicken Bodenprofil besteht, wie Büdel selbst anführt, so wird der Fluß auch ohne „Erosionswaffen“ dieses weiche, zersetzte Material erodieren können; die weitaus leistungsschwächere Flächenspülung kann es zumindest, denn anderweitig würden den Flüssen nicht so große Mengen Material zugeführt werden können.

Diese Zusammenhänge halte ich nun nicht nur für das starke Gefälle und die Flachmuldenform der Täler in den weiten Rumpfflächen für entscheidend. Auch das besonders starke Gefälle der Flüsse in der Randstufenregion, wodurch die Überwindung der Höhenunterschiede auf diese schmale Zone stark konzentriert wird und die hochgelegene Rumpffläche vor der Zertalung geschützt wird, scheint mir weitgehend durch die große Belastung der Flüsse mit Transportmaterial bedingt zu sein. Wegen der in diesem Zertalungsbereich wesentlich steileren Hänge wird den Flüssen hier noch viel mehr, v. a. auch gröberes Material zugeführt als in den Flachmuldentälern der Rumpfflächen; sie benötigen deshalb ein noch steileres Gefälle, um alles sich aufdrängende Material abtransportieren zu können.

Allerdings finden sich in der Randstufenregion häufig auch eindeutige Resistenzstrecken im Flußlauf, in denen der Fluß sich wegen der großen Widerständigkeit des Untergrundes nicht stärker eintiefen und damit sein Gefälle verringern kann. Das führt zu den oft beschriebenen Stromschnellen und Wasserfällen, wie es sie in meinem Gebiet in den quarzitischen Drakensbergen gibt. In dem nördlichen Teil der Randstufe, wo sie im Granit ausgebildet ist, fehlen sie jedoch.

4. Zusammenfassung

Das Ziel meiner Untersuchungen war zunächst einmal festzustellen, ob die weiten Rumpfflächen im Nordosten Transvaals in aktueller Weiterbildung begriffen sind, oder ob es heute in Zerstörung begriffene Vorzeitformen sind. Daran anschließend oder zum Teil auch schon gleichlaufend war es die *Hauptaufgabe*, anhand der feineren Formgestaltung die *aktuellen Abtragungsvorgänge* zu erkennen und somit die Formen genetisch zu erklären.

Außerdem sollte eine etwas genauere und auch quantitative Aussagen enthaltende Beschreibung einer typischen Inselberglandschaft gegeben werden.

Die in Bezug auf die Abtragungsvorgänge und die dabei entstehenden Formen gewonnenen wesentlichsten Ergebnisse lassen sich kurz in folgenden Punkten zusammenfassen:

- 1) Die Inselberglandschaften Nordost-Transvaals stehen als Formgemeinschaften vollkommen in Einklang mit den heute dort herrschenden Abtragungsvorgängen. Sie sind aktuelle Jetztzeitformen.
- 2) Die weiten Abtragungsverflachungen und die ihnen aufsitzenden Steilformen — also Rumpfflächen und Inselberge — sind mit allen ihren Eigenarten komplementäre Teile ein und desselben Formenbildes; sie werden notwendigerweise gleichzeitig durch einen einheitlichen Abtragungsmechanismus geschaffen.
- 3) Der die Inselberglandschaften formende Abtragungsmechanismus ist vor allem anderen durch eine sehr leistungsstarke Flächenerspülung ausgezeichnet.
- 4) Der entscheidende Faktor für die große Leistungsstärke der Flächenerspülung ist die Niederschlagsverteilung: starke Periodizität mit stark ausgeprägten Trockenzeiten und das Niederkommen in kurzen, heftigen Schauern. Der absolute Niederschlagsbetrag ist demgegenüber weit unwichtiger und kann bei günstiger Verteilung um ein Vielfaches seines Betrages schwanken.
- 5) Die wichtigste Wirkung dieser starken Periodizität ist die schütterte Vegetationsdecke. Dadurch wird die Beweglichkeit des Verwitterungsmaterials und die Abflußmenge und Abflußgeschwindigkeit des Niederschlagswassers stark erhöht.
- 6) Unter diesen Bedingungen genügen ganz geringe Böschungen, um große Mengen feinkörnigen Verwitterungsmaterials abzutransportieren und den Flüssen zuzuführen.
- 7) Alle stärker geneigten Böschungen erhöhen die Leistungsfähigkeit der Flächenerspülung so stark, daß sie sehr schnell durch ein einphasiges, flächenhaftes Tieferschalten oder durch ein zweiphasiges, aus Zerschneidung und anschließender Zwischentalscheidenaufzehrung bestehendes Tieferlegen abgeflacht werden.
- 8) Auf diese Weise können sich keine mittleren Böschungen erhalten.
- 9) Steilere Böschungen können sich nur erhalten, wenn alles feinere Verwitterungsmaterial abgespült ist und nur noch so großer Blockschutt

die Hänge bedeckt, daß selbst die durch die steilere Böschung erhöhte Leistungsfähigkeit der Flächenspülung seinen Abtransport nicht bewerkstelligen kann.

- 10) Dieser gröbere Blockschutt unterliegt nur der reinen Massenselbstbewegung.
- 11) Diese Massenselbstbewegung erlischt bei dem der Blockgröße entsprechenden „Natürlichen Böschungswinkel“, bei dem sich die Blöcke in steilstmöglicher Ruhelage befinden.
- 12) Die von lockerem Blockmaterial bedeckten Steilhänge werden somit die Neigung des für ihre Blockdecken spezifischen „Natürlichen Böschungswinkels“ annehmen, den sie dann auch beibehalten.
- 13) Aufgrund der in dem wechselfeuchten, warmen Klima Nordtransvaals ausgeprägten Korngrößenverteilung des Verwitterungsmaterials mit zwei Maxima (einerseits Grobblecke entsprechend der Maschenweite des Kluftsystems, andererseits Feinschutt der Grus- und Sandgröße) und der dadurch ziemlich einheitlichen Blockverteilung über den Hang besitzen die Steilhänge im Granitgebiet ein $\pm$ gerades Hangprofil. Die beiden formbeständigen Hangtypen des flachen Transporthanges und des steilen Blockdeckenhangs stehen sich in ihrer Gegensätzlichkeit recht schroff gegenüber.
- 14) Führt die Verwitterung zu einer gleichmäßigen Korngrößenverteilung mit allen Zwischengrößen, wie es bei den nicht der Vergrusung, sondern einer mehr splitterigen Gesteinsaufbereitung unterliegenden Metamorphiten und den Sedimentgesteinen der Fall ist, so hat der Hang wegen des nach unten zunehmenden Anteils kleinerer Korngrößen ein konkaves Profil. Auf der unteren Hangschleppe besteht ein allmählicher Übergang vom „gravity slope“ zum „wash slope“.
- 15) Die Steilhänge sind nur in ihrer Neigung beständig. Die Steilformen als Masse unterliegen offenbar der stärksten Abtragung. Hier arbeitet die Abtragung am wirkungsvollsten.
- 16) Die Steilhänge werden vor allem durch Verwitterung und Abspülung des feineren Verwitterungsmaterials parallel zu sich selbst zurückverlegt.
- 17) Gelegentlich, v. a. bei sehr hohen Stufen, wirkt auch Korrasion bei der Zurückverlegung der Stufen mit.
- 18) Bei der Zurückverlegung der Steilhänge entstehen an ihrem Fuß neue Flachhänge, deren Neigung den Abtransport des feinkörnigen Verwitterungsschutts zu den Flüssen gewährleisten muß.
- 19) Die spätere Abflachung der Flachhänge und Anpassung an langsam sich ändernde Verhältnisse bewirken die über sie hingehenden Flächenspülungen.
- 20) Wegen der großen Leistungsfähigkeit der Flächenspülung und der großen Menge der Schuttlast, die sie den Flüssen zuführt, bedürfen diese eines starken Gefälles, um die sich ihnen aufdrängende Last abtransportieren zu können.

- 21) Wegen der starken Schuttführung der Flüsse werden die untersten Lagen der Transportlast, die überwiegend aus Sand und Grus besteht, so selten und so schwach von der Bewegung erfaßt, daß der Bettboden weitgehend von den die Korrasion bewirkenden Bewegungs- und Transportvorgängen abgeschirmt ist.
- 22) Da den Flüssen schon bei ganz flachen Talhängen soviel Schuttlast zugeführt wird, daß sie weitgehend ausgelastet sind, besitzen die von ihnen geschaffenen Täler großes Längsgefälle, aber überaus flache Talhänge.

Das wesentliche Kennzeichen der Landformung in diesen randtropischen, wechselfeuchten, semiariden Gebieten Nordost-Transvaals ist also die Schaffung sehr flacher Abtragungsverflachungen, die von dem sie entwässernden Flußnetz nicht tief zertalt sind, sondern die nur flachgetalt sind. Dieser Formtypus stellt sich aber nicht erst mit Annäherung an das Endziel der Abtragung ein, etwa durch eine allmähliche Abflachung aller zunächst steileren Hänge, wie es das Konzept W. M. Davis' sah und wie es in den Waldklimaten der Mittelbreiten wohl auch geschähe, wäre genügend Zeit vorhanden. Sondern diese unzerschnittenen Abtragungsverflachungen entstehen unmittelbar im Anschluß an die Stabilisierung der Erosionsbasis bzw. der Denudationsbasis. Die weitere Entwicklung ist eine flächenhafte Ausdehnung dieser Ebenheiten zu weiten Rumpfflächen auf Kosten der durch paralleles Zurückweichen der Steilhänge immer kleiner werdenden Hochgebiete. Die quantitativ wirkungsvollsten Vorgänge spielen sich dabei an den Steilhängen ab, nicht auf den Verflachungen. Der entscheidende Grund für die große Flachheit dieser Abtragungsflächen ist die große Leistungsstärke der auf diesen Flächen vor sich gehenden Flächenspülungen, bedingt durch die lockere Vegetationsdecke, die große Beweglichkeit des Verwitterungsmaterials und den starken Oberflächenabfluß. Da die dargestellten Abtragungsformen weite, flachwellige Ebenheiten sind und alle Untergrundstrukturen abschneiden, sind sie echte Rumpfflächen.

LITERATURVERZEICHNIS

(Die im Text angeführten Arbeiten sind mit einem * gekennzeichnet).

- * *Abel, H., 1955: Beiträge zur Landeskunde des Rehobother Westens (S. W. A.). Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. 51. S. 55—97.*
- Abul-Haggag, Y., 1961: A Contribution to the Physiography of Northern Ethiopia. London, 1961.*
- Acocks, J. P. H., 1953: Veld Types of South Africa. Union of S. A., Dept. of Agriculture, Division of Botany; Botanical Survey Memoir, No. 28. Pretoria, 1953.*
- Bagnold, R. A., 1939: An Expedition to the Gilf Kebir and „Uweinat“, 1938. Geogr. Journ., vol. 93, S. 281—313.*
- Bain, A. D. N., 1923: The Origin of Inselbergs. Geol. Mag., vol. 60. S. 97—101.*
- Bakker, J. P., 1958: Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. Dt. Geogr. Tag, Würzburg 1957; Tag.Ber. u. wiss. Abh., S. 122—131. Wiesbaden.*
- Bakker, J. P., 1960: Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. Z. f. Geom., Suppl.Bd. 1; S. 69—92.*
- Balchin, W. G. u. Pye, N., 1955: Piedmont Profiles in the Arid Cycle. Proc. Geol. Assoc., vol. 66; S. 167—182.*
- Berkey, C. u. Morris, F. K., 1927: The Geology of Mongolia. Amer. Mus. Nat. Hist., New York, 1927.*
- Berry, L. u. Ruxton, B. P., 1961: Weathering Profiles and Geomorphic Position on Granite in two Tropical Regions (Hong Kong and Sudan). Revue de Geom. Dyn., 12; S. 16—31.*
- Blackwelder, E., 1925: Exfoliation as a Phase of Rock Weathering. Journ. Geol., vol. 33; S. 793—806.*
- Blackwelder, E., 1931: Desert Plains. Journ. Geol., vol. 39; S. 133—140.*
- Born, A., 1932: Das Great Escarpment als Piedmonttreppe. Fortschr. Geol. Pal., 11, 36; Deecke-Festschr.; S. 307—326.*
- Bornhardt, W., 1900: Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ost-Afrikas. Berlin, 1900.*
- Bradley, W. H., 1936: Geomorphology of the North Flank of the Uinta Mountains, Utah. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 185—1; S. 163—199.*
- Bradley, W. H., 1940: Pediments and Pedestals in Miniature. Journ. Geom., vol. 3; S. 244—255.*
- Brandt, J. W., 1948: Geologie van 'n gebied Noordoos Transvaal. Unveröffentlichte Dissertation; Universiteit van Stellenbosch. 1948.*
- Brandt, J. W. u. Roex, H. D. le, 1944: The Basal Beds of the Transvaal System at Olifants River Poort, Transvaal. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 47; S. 79—91.*
- Bryan, K., 1922: Erosion and Sedimentation in the Papago Country, Arizona. U.S. Geol. Surv. Bull. 730; S. 19—90.*
- Bryan, K., 1923: Pedestal Rocks in the Arid Southwest. U.S. Geol. Surv. Bull. 760.*
- Bryan, K., 1925: The Papago Country, Arizona. U.S. Geol. Surv. Water-supply Paper 499.*
- Bryan, K., 1926: Pedestal Rocks formed by Differential Erosion. U.S. Geol. Surv. Bull. 790—A; S. 1—15.*

- Bryan, K., 1932: Pediments developed in basins with through drainage as illustrated by the Socorro area, New Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 43; S. 128—129.
- Bryan, K., 1935: The Formation of Pediments. *Rep. XVI. Int. Geol. Congr.* 1933; S. 1—11. 1935.
- Bryan, K., 1935/36: Processes of Formation of Pediments at Granite Gap. *Z. f. Geom.*, Bd. 9; S. 125—135.
- Bryan, K., 1940: The Retreat of Slopes. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, vol. 30; S. 254—268. in Symposium: Walther Penck's Contribution to Geomorphology.
- Bryan, K. u. McCann, F., 1936: Successive Pediments and Terraces of the Upper Rio Puerco in New Mexico. *Journ. Geol.*, vol. 44; S. 145—172.
- *Büdel, J., 1950: Das System der klimatischen Morphologie. *Dt. Geogr. Tag München* 1948; S. 65—100. Landshut, 1950.
- *Büdel, J., 1952: Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Nieder-Afrika. *Erdkunde*, Bd. VI; S. 104—132.
- Büdel, J., 1954 a: Klimamorphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953. *Erdkunde*, Bd. VIII; S. 139—156.
- Büdel, J., 1954 b: Sinai, „Wüste der Gesetzesbildung“, als Beispiel für die allgemeine klimatische Wüsten-Morphologie. *Raumforsch. u. Landesplanung*, Abh. Bd. 28, H. Mortensen-Festschr.; Bremen, 1954; S. 63—85.
- Büdel, J., 1955: Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge (Zentrale Sahara). *Erdkunde*, Bd. IX; S. 100—115.
- *Büdel, J., 1957: Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. *Z. f. Geom.*, Bd. I; S. 201—228.
- *Büdel, J., 1958: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. *Dt. Geogr. Tag Würzburg* 1957; *Tag. Ber. u. Wiss. Abh.*; S. 89—121. Wiesbaden, 1958.
- *Büdel, J., 1963: Klima-Genetische Geomorphologie. *Geogr. Rundschau*, Bd. 15; S. 269—285.
- *Burkalow, A. von, 1945: Angle of Repose and Angle of Sliding Fraction, an Experimental Study. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 56; S. 669—708.
- Champion, A. M., 1937: The Physiography of the region to the west and south-west of Lake Rudolf. *Geogr. Journ.*, vol. 89; S. 97—118.
- Chapman, R. W., 1940: Monoliths in the White Mountains of New Hampshire. *Journ. Geom.*, vol. 3; S. 302—310.
- Chapman, R. W. u. Greenfield, M. A., 1949: Spheroidal weathering of igneous rocks. *Am. Journ. Sci.*, vol. 247; S. 406—429.
- Climate of South Africa. Part 1: Climate Statistics. Part 2: Rainfall Statistics.* Prepared in the Climatology Branch of the Weather Bureau, Dept. of Transport. Union of S. A., The Government Printer. Pretoria and Cape Town, 1954.
- Cloos, H., 1925: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin, 1925.
- Cole, M. M., 1956: Vegetation Studies in South Africa. *Geography*, vol. 41; S. 114—122.
- Cole, M. M., 1961: South Africa. London, 1961.
- Collie, G. L., 1912: Plateau of British East-Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 23; S. 297—316.
- Cotton, C. A., 1947: Climatic accidents in landscape making. New York, 1942. 1947².
- Cotton, C. A., 1952: The erosional grading of convex and concave slopes. *Geogr. Journ.*, vol. 118; S. 197—204.
- Cotton, C. A., 1961: The Theory of Savanna Planation. *Geography*, vol. 46.

- Credner, W., 1928/29: Reisen in Siam. Z. Ges. Erdk. Berlin, 1928, S. 296—301; 1929, S. 174—187.*
- Credner, W., 1931: Das Kräfteverhältnis morphogenetischer Faktoren und ihr Ausdruck im Formenbild Südost-Asiens. Bull. Geol. Soc. China, vol. 11; S. 13—34.*
- Credner, W., 1935: Siam. Das Land der Tai. Bibl. Länderkundl. Handbücher. Stuttgart, 1935.*
- Cressey, G. B., 1940: Comments to the Symposium: W. Penck's Contribution to Geomorphology. Ann. Ass. Am. Geogr., vol. 30; S. 235—236.*
- Crickmay, C. H., 1933: The later stages of the Cycle of Erosion. Geol. Mag., vol. 70; S. 337—347.*
- Czajka, W., 1957: Das Inselbergproblem auf Grund von Beobachtungen in Nordostbrasilien. Machatschek-Festschrift; Pet. Mitt. Erg.Heft 262; S. 321—333.*
- Czajka, W., 1958: Fragen der flächenhaften Abtragung am Beispiel Nordost-Brasilien. Dt. Geogr.Tag Würzburg 1957; Tag.Ber. u. Wiss. Abh., S. 132—164. Wiesbaden, 1958.*
- *Davis, W. M., 1902: Base-level, Grade, and Peneplain. Journ. Geol., vol. 10; S. 77—111. Reprinted in: Geogr. Essays.*
- Davis, W. M., 1930: Rock Floors in Arid and in Humid Climates. Journ. Geol., vol. 38; S. 1—27; 136—158.*
- Davis, W. M., 1931: The Santa Catalina Mountains, Arizona. Am. Journ. Sci., vol. 22; S. 289—317.*
- Davis, W. M., 1933: Granitic Domes of the Mohave Desert, Calif. Trans. San Diego Soc. Nat. Hist., vol. 7; S. 211—258.*
- Davis, W. M., 1936: Geomorphology of Mountainous Deserts. Rep. XVI. Int. Geol. Congr., 1933.*
- Davis, W. M., 1938: Sheetfloods and Streamfloods. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 49; S. 1337—1416.*
- *Dixey, F., 1938: Some Observations on the physiographical development of Central and Southern Africa. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 41; S. 113—170.*
- *Dixey, F., 1942: Erosion Cycles in Central and Southern Africa. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 45; S. 151—167.*
- *Dixey, F., 1955 a: Some Aspects of the Geomorphology of Central and Southern Africa. DuToit Memor. Lect.; Annexure to Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 58.*
- *Dixey, F., 1955 b: Erosion Surfaces in Africa; some considerations of Age and Origin. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 58; S. 265—280.*
- DuToit, A. L., 1930: The Volcanic Belt of the Lebombo; a Region of Tension. Tr. Roy. Soc. S. A., vol. 18; 1930.*
- DuToit, A. L., 1931: The Genesis of the Pyroxenite-Apatite Rocks of Palabora, Eastern Transvaal. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 34; S. 107—127.*
- DuToit, A. L., 1954: Geology of South Africa. Edinburgh and London, 1939; 1954³.*
- *Fair, T. J., 1947: Slope Form and Development in the interior of Natal, South Africa. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 50; S. 105—118.*
- *Fair, T. J., 1948 a: Slope Form and Development in the Coastal Hinterland of Natal. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 51; S. 33—47.*
- *Fair, T. J., 1948 b: Hillslopes and Pediments of the semi-arid Karroo. S. A. Geogr. Journ., vol. 30; S. 71—79.*
- *Fair, T. J. u. King, L. Ch., 1954: Erosional Land-surfaces in the eastern marginal areas of South Africa. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 57.*
- Falconer, J. D., 1911: Geology and Geography of Northern Nigeria. London, 1911.*
- Farmin, R., 1937: Hypogene Exfoliation in Rock Masses. Journ. Geol., vol. 45; S. 625—635.*
- *Fenneman, N. M., 1908: Some Features of Erosion by Unconcentrated Wash. Journ. Geol., vol. 16; S. 746—754.*

- *Field, R., 1935: Stream Carved Slopes and Plains in Desert Mountains. *Am. Journ. Sci.*, vol. 29; S. 313—322.
- Fölster, H., 1964: Morphogenese der südsudanischen Pediplane. *Z. f. Geom.*, Bd. 8; S. 393—423.
- Freise, F. W., 1933: Brasilianische Zuckerhutberge. *Z. f. Geom.*, Bd. VIII; S. 49—66.
- Freise, F. W., 1936/38: Inselberge und Inselberglandschaften im Granit- und Gneisgebiet Brasiliens. *Z. f. Geom.*, Bd. X; S. 137—168.
- Freise, F. W., 1940: Der Ursprung der brasilianischen Zuckerhutberge. *Z. f. Geom.*, Bd. XI; S. 93—112.
- Frye, J. C., 1954: Graded slopes in western Kansas. *Kansas Geol. Surv. Bull.* 109; S. 85—96.
- Frye, J. C. u. Smith, H. T. U., 1942: Preliminary observations on pediment-like slopes in the central High Plains. *Journ. Geom.*, vol. 5; S. 215—221.
- Frye, J. C. u. Leonhard, A. B., 1952: Pleistocene Geology of Kansas. *Geol. Surv. Kansas, Bull.* 99.
- *Ganssen, R., 1963: Südwest-Afrika. Böden und Bodenkultur. Berlin, 1963.
- Gevers, T. W., 1942: The Morphology of the Windhoek District. *S. A. Geogr. Journ.*, vol. 24; S. 45—64.
- Gevers, T. W., 1948: Vermiculite at Loolekop, Palabora, NE-Transv. *Tr. Geol. Soc. S. A.*, vol. 51; S. 133—178.
- Gilbert, G. K., 1877: Report on the Geology of the Henry Mountains. *U.S. Geogr. and Geol. Surv. of the Rocky Mts. Region*; Washington, 1877.
- Gilbert, G. K., 1904: Domes and dome structure of the High Sierra. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 15; S. 29—36.
- Gilbert, G. K., 1914: The Transportation of Debris by Running Water. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 86, 1914.
- Gillman, C., 1937: Zum Inselberg-Problem in Ostafrika. *Geol. Rundschau*, Bd. 28; S. 296—297.
- *Gilluly, J., 1937: Physiography of the Ajo Region, Arizona. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 48; S. 323—348.
- Hall, A. L., 1909: The Geology of Mt. Marée, near Pietersburg, and its Connection with that of Moodies, near Barberton. *Tr. Geol. Soc. S. A.*, vol. 12; S. 32—53.
- Hall, A. L., 1912 a: The Geology of the Murchison Range. *Geol. Survey, Mem.* No. 6, 1912.
- Hall, A. L., 1912 b: The Palabora Plutonic Complex of the Low Country and its Relationship to the Pegmatites of the Leydsdorp Mica Fields. *Tr. Geol. Soc. S. A.*, vol. 15; S. 4—17.
- Hall, A. L., 1912 c: The Crystalline Metamorphic Limestone of Lulukop and its Relationship to the Palabora Plutonic Complex. *Tr. Geol. Soc. S. A.*, vol. 15; S. 19—25.
- Hall, A. L., 1925: The Transvaal Drakensberg. *S. A. Geogr. Journ.*, vol. 8.
- Handley, J. R. F., 1954: The geomorphology of the Nzega Area of Tanganyika with special reference to the formation of Granite Tors. *XIX. Int. Geol. Congr.*, Sect. XXI, 1952, Algier; S. 201—210.
- Harger, H. S., 1913: Some Features associated with the Denudation of the South African Continent. *Proc. Geol. Soc. S. A.*, vol. 16. (Annual Address by the President)
- Hennig, E., 1935: Flächenhafte Abtragung in Ugogu. *Pet. Mitt.*, 81. Jg.; S. 20.
- Higgins, C. G., 1953: Miniature „pediments“ near Calistoga, Calif. *Journ. Geol.*, vol. 61; S. 461—465.
- Hilton, T. E., 1961: Land Forms in North-Eastern Ghana. *Geogr. Journ.*, vol. 127; S. 560—562.
- Hilton, T. E., 1963: The geomorphology of North-Eastern Ghana. *Z. f. Geom.*, Bd. 7; S. 308—325.

- Holmes, A., 1918:* The Pre-Cambrian and Associated Rocks of the District of Mozambique. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 74; S. 31—98.
- Holmes, A. u. Wray, D. A., 1912:* Outlines of the Geology of Mozambique. *Geol. Mag.*, vol. 9; S. 412—417.
- Holmes, A. u. Wray, D. A., 1913:* Mozambique, a Geographical Study. *Geogr. Journ.*, vol. 42; S. 143—152.
- Holmes, C. D., 1952:* Stream Competence and the Graded Stream Profile. *Am. Journ. Sci.*, vol. 250; S. 899—906.
- Holmes, C. D., 1955:* Geomorphic development in humid and arid regions: a synthesis. *Am. Journ. Sci.*, vol. 253; S. 377—390.
- Holmes, C. D., 1964:* Equilibrium in humid climate physiographic processes. *Am. Journ. Sci.*, vol. 262; S. 436—445.
- * *Hormann, K., 1964:* Torrenten in Friaul und die Längsprofilentwicklung auf Schottern. *Münchener Geogr. Hefte*, Heft 26; Kallmünz/Regensburg, 1964.
- * *Hormann, K., 1965:* Das Längsprofil der Flüsse. *Z. f. Geom.*, Bd. 9; S. 437—456.
- Howard, A. D., 1942:* Pediment Passes and the Pediment Problem. *Journ. Geom.*, vol. 5; S. 1—31; 95—136.
- Jaeger, F., 1913:* Das Hochland der Riesenkrater und die umliegenden Hochländer Deutsch-Ostafrikas. Teil II: Länderkundliche Beschreibung. *Mitt. a. d. dt. Schutzgeb.*, Erg. Heft 8, 1913.
- Jaeger, F., 1927:* Die Oberflächenformen im periodisch trockenen Tropenklima mit überwiegender Trockenzeit. *Düsseld. Geogr. Vorträge u. Erörterungen*; Teil III: Morphologie der Klimazonen; Breslau, 1927. S. 18—25.
- * *Jaeger, F., 1932:* Zur Morphologie der Fischflußenke. *Festschr. f. Carl Uhlig*; Öhringen, 1932. S. 30—37.
- * *Jaeger, F. u. Waibel, L., 1920/21:* Beiträge zur Landeskunde von Südwestafrika. *Mitt. a. d. dt. Schutzgeb.*, Erg. Heft 14 u. 15, 1920/21.
- * *Jessen, O., 1936:* Reisen und Forschungen in Angola. Berlin, 1936.
- * *Johnson, D., 1931:* Planes of Lateral Erosion. *Science*, vol. 73; S. 174—177.
- * *Johnson, D., 1932 a:* Rock Fans of Arid Regions. *Am. Journ. Sci.*, 5. ser., vol. 23; S. 389—416.
- * *Johnson, D., 1932 b:* Rock Planes of Arid Regions. *Geogr. Rev.*, vol. 22; S. 656—665.
- Johnson, D., 1932 c:* Miniature Rock Fans and Pediments. *Science*, vol. 76.
- Johnson, D., 1940:* Comments to the Symposium: W. Penck's Contribution to Geomorphology. *Ann. Ass. Am. Geogr.*, vol. 30; S. 228—232.
- Jutson, J. T., 1917:* Erosion and Resulting Landforms in Sub-arid Western Australia, including the Origin and Growth of the Dry Lakes. *Geogr. Journ.*, vol. 50; S. 418—437.
- Jutson, J. T., 1919:* Sheet-flows and Sheet-Floods and their Associated Phenomena. *Am. Journ. Sci.*, vol. 48; S. 435—439.
- Kayser, K., 1958:* Zur Flächenbildung, Stufen- und Inselberg-Entwicklung in den wechselfeuchten Tropen auf der Ostseite Südrhodesiens. *Dt. Geogr. Tag Würzburg 1957; Tag. Ber. u. Wiss. Abh.*; S. 165—172. Wiesbaden, 1958.
- Keyes, C. R., 1908:* Rock Floors of Intermont Plains of the Arid Region. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 19; S. 63—92.
- * *King, L. Ch., 1947:* Landscape Study in Southern Africa. *Proc. Geol. Soc. S. A.*, vol. 50; S. 23—52.
- * *King, L. Ch., 1948:* A Theory of Bornhardts. *Geogr. Journ.*, vol. 112; S. 83—87.
- * *King, L. Ch., 1949:* The pediment landform: some current problems. *Geol. Mag.*, vol. 86; S. 245—250.
- * *King, L. Ch., 1951 a:* The Geomorphology of the Eastern and Southern Districts of Southern Rhodesia. *Tr. Geol. Soc. S. A.*, vol. 54; S. 33—64.

- *King, L. Ch., 1951 b: South African Scenery. A Textbook of Geomorphology. Edinburgh and London, 1942; 1951².
- *King, L. Ch., 1953: Canons of Landscape Evolution. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 64; S. 721—752.
- *King, L. Ch., 1957: The Uniformitarian Nature of Hillslopes. Tr. Geol. Soc. Edinburgh, vol. 17; S. 81—102.
- *King, L. Ch., 1962: Morphology of the Earth. London, 1962.
- *King, L. Ch. u. Fair, T. J. D., 1944: Hillslopes and Dongas. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 47; S. 1—4.
- Krebs, N., 1932: Morphologische Beobachtungen in Central India und Rajputana. Z. Ges. Erdk. Berlin, 1932; S. 321—335.
- Krebs, N., 1933 a: Morphologische Beobachtungen in Südindien. Sitz.Ber. Pr. Akad. Wiss., Phys.-Math. Kl., 23; S. 1—30.
- Krebs, N., 1933 b: Das südlichste Indien. Z. Ges. Erdk. Berlin, 1933; S. 241—270.
- Krebs, N., 1942: Über Wesen und Verbreitung der tropischen Inselberge. Abh. Preuß. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Nr. 6, 1942; S. 1—39.
- Krenkel, E., 1920: Über den Bau der Inselberge in Ostafrika. Naturw. Wochenschrift 19, Nr. 24; S. 373—378.
- *Lauer, W., 1951: Hygrische Klimate und Vegetationszonen der Tropen mit besonderer Berücksichtigung Ostafrikas. Erdkunde, Bd. V; S. 284—293.
- *Lauer, W., 1952: Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln. Bonner Geogr. Abh., Heft 9, 1952; S. 15—98.
- Lawson, A. C., 1915: Epigene Profiles of the Desert. Univ. of Cal. Publ., Dept. of Geol., No. 9, 1915; S. 23—48.
- Leighly, J. B., 1934: Turbulence and the Transportation of Rock Debris by Streams. Geogr. Rev., vol. 24; S. 453—464.
- Linton, D. L., 1955: The problems of tors. Geogr. Journ., vol. 121; S. 470—486.
- Louis, H., 1935: Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. Verh. 25. Dt. Geogr.Tag, Breslau 1935; S. 118—137.
- Louis, H., 1957 a: Der Reliefsockel als Gestaltungsmerkmal des Abtragungsreliefs. Lautensach-Festschrift; Stuttg. Geogr. Studien, Bd. 69; S. 65—70.
- Louis, H., 1957 b: Rumpfflächen, Erosionszyklus und Klimamorphologie. Machatscheck-Festschrift; Pet. Mitt., Erg.Heft 262; S. 9—26.
- Louis, H., 1959: Beobachtungen über die Inselberge bei Hua-Hin am Golfe von Siam. Erdkunde, Bd. XIII; S. 314—319.
- *Louis, H., 1960: Allgemeine Geomorphologie. Bd. I des Lehrbuchs der Allg. Geographie; Berlin, 1960; 1961².
- Louis, H., 1964: Über Rumpfflächen und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen, besonders nach Studien in Tanganyika. Z. f. Geom., Sonderheft zum 70. Geburtstag von H. Mortensen, Bd. 8; S. 43—70.
- *Mabbutt, J. A., 1952: A Study of Granite Relief from South-West Africa. Geol. Mag., vol. 89; S. 87—96.
- *Mabbutt, J. A., 1955 a: Erosion Surfaces in Namaqualand and the Ages of Surface Deposits in the South-Western Kalahari. Tr. Geol. Soc. S. A., vol. 58; S. 13—30.
- *Mabbutt, J. A., 1955 b: Pediment Land Forms in Little Namaqualand, South Africa. Geogr. Journ., vol. 121; S. 77—83.
- Mackin, J. H., 1937: Erosional History of the Big Horn Basin, Wyoming. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 48; S. 813—894.
- Mackin, J. H., 1948: Concept of the Graded River. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 59; S. 463—512.
- Mammerickx, J., 1964: Quantitative Observations on pediments in the Mojave and Sonoran Deserts. Am. Journ. Sci., vol. 262; S. 417—435.

- Marbut, C. F. u. Shantz, H. L., 1923: The Vegetation and Soils of Africa. Amer. Geogr. Soc.; New York, 1923.
- Martonne, E. de, 1926: Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. La Meteorologie; Okt. 1926.
- Matthes, F. E., 1930: Geologic History of the Yosemite Valley. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 160, 1930.
- Maupe, H. B., 1935: Some Factors in the Geographical Evolution of Southern Rhodesia and Neighbouring Countries. S. A. Geogr. Journ., vol. 18; S. 3—21.
- *McGee, W. J., 1897: Sheetflood Erosion. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 8; S. 87—112.
- Meckelein, W., 1959: Forschungen in der zentralen Sahara. I. Klimageomorphologie. Braunschweig, 1959.
- Mellor, E. T., 1906: The Geology of the District about Haenertsburg, Leydsdorp and the Murchison Range. Ann. Rep. Geol. Surv. Transvaal, 1906.
- Mensching, H., 1958 a: Entstehung und Erhaltung von Flächen im semi-ariden Klima, am Beispiel Nordwest-Afrikas. Dt. Geogr. Tag Würzburg 1957; Tag. Ber. u. Wiss. Abh.; S. 173—184. Wiesbaden, 1958.
- Mensching, H., 1958 b: Glacis — Fußfläche — Pediment. Z. f. Geom., Bd. 2; S. 165—186.
- Mensching, H., 1964: Zur Geomorphologie Südtunesiens. Z. f. Geom., Bd. 8; S. 424—439.
- *Merve, C. R. van der, 1940: Soil Groups and Sub-Groups in South Africa. Dept. of Agric. and Forestry, Union of S. A. Chemistry Series No. 165, Sci. Bull. 231.
- *Meyerhoff, H. A., 1940: Migration of Erosional Surfaces. Ann. Ass. Am. Geogr., vol. 30; S. 219—284. in Symposium: W. Penck's Contribution to Geomorphology.
- Miller, V. C., 1950: Pediments and pediment-forming processes near House Rock, Arizona. Journ. Geol., vol. 58; S. 634—645.
- Mortensen, H., 1927: Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Berlin, 1927.
- Mortensen, H., 1929: Inselberglandschaften in Nordchile. Z. f. Geom., Bd. 4; S. 123—138.
- Obst, E., 1913: Der östliche Abschnitt der Großen Ostafrikanischen Störungszone. v. a. Kap. 5: Die Massai-Steppe und das Inselbergproblem. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. 27, 1913; S. 174—183.
- Obst, E., 1923: Das abflußlose Rumpfschollenland im nordöstlichen Deutsch-Ostafrika. Teil II: Grundzüge einer geographischen Landeskunde. v. a. Kap. 2) I: Der Formenschatz des Landes (S. 4—89). Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. 35, 1923.
- *Obst, E. u. Kayser, K., 1949: Die Große Randstufe auf der Ostseite Südafrikas und ihr Vorland. Sonderveröffentl. III d. Geogr. Ges. Hannover; 1949.
- Ogilvie, I. G., 1905: The High Altitude Conoplain. Amer. Geol., Bd. 36; S. 27—34.
- Ollier, C. D., 1960: The Inselbergs of Uganda. Z. f. Geom., Bd. 4; S. 43—52.
- Ollier, C. D. u. Tuddenham, W. G., 1961: Inselbergs of Central Australia. Z. f. Geom., Bd. 5; S. 258—276.
- Paige, S., 1912: Rock-cut surfaces in the desert ranges. Journ. Geol., vol. 20; S. 442—450.
- *Pallister, J. W., 1956 a: Slope development in Buganda. Geogr. Journ., vol. 122; S. 80—87.
- Pallister, J. W., 1956 b: Slope form and erosion surfaces in Uganda. Geol. Mag., vol. 93; S. 465—472.
- Passarge, S., 1904 a: Rumpfflächen und Inselberge. Z. d. Dt. Geol. Ges., Bd. 56, 1904.
- Passarge, S., 1904 b: Die Inselberglandschaften im tropischen Afrika. Naturw. Wochenschrift, Bd. 3; S. 657—665.

- Passarge, S., 1924:* Das Problem der Skulptur-Inselberglandschaften. *Pet. Mitt.*, 70. Jg.; S. 66—70; 117—120.
- Passarge, S., 1928:* Panoramen afrikanischer Inselberglandschaften. Berlin, 1928.
- Passarge, S., 1929:* Das Problem der Inselberglandschaften. *Z. f. Geom.*, Bd. 4; S. 109—122.
- Penck, A., 1908:* Der Drakensberg und der Quathlambabruich. *Sitz.Ber. kön. preuß. Akad. Wiss. Berlin*, 1908. S. 230—258.
- * *Penck, W., 1924:* Die morphologische Analyse. Stuttgart, 1924.
- Powell, J. W., 1875:* Report on the Colorado River of the West. Washington, 1875.
- Pugh, J. C., 1954:* High-level Surfaces in the Eastern Highlands of Nigeria. *S. A. Geogr. Journ.*, vol. 36; S. 31—42.
- Pugh, J. C. u. King, L. Ch., 1952:* Outline of the Geomorphology of Nigeria. *S. A. Geogr. Journ.*, vol. 34.
- Rathjens, C., 1957:* Physisch-Geographische Beobachtungen im nordwestindischen Trockengebiet (Ein erster Forschungsbericht). *Erdkunde*, Bd. XI; S. 49—58.
- * *Rich, J. L., 1935:* Origin and Evolution of Rock Fans and Pediments. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 46; S. 999—1024.
- Richter, M., 1937:* Zur Morphologie von Westgriqualand (Südafri.). *Geol. Rundschau*, Bd. 28; S. 243—249.
- Rogers, A. W., 1921:* Origin of the Great Escarpment. *Proc. Geol. Soc. S. A.*, 1921; S. 25—33.
- Russell, H. D. u. Hiemstra, S. A. u. Groeneveld, D., 1954:* The Mineralogy and Petrology of the Carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal. *Tr. Geol. Soc. S. A.*, vol. 57.
- Ruxton, B. P. u. Berry, L., 1961:* Notes on faceted slopes, rock fans, and domes on granite in the east-central Sudan. *Am. Journ. Sci.*, vol. 259; S. 194—206.
- Sauer, C., 1930:* Basin and Range Forms in the Chiricahua Area. *Univ. Calif. Publ. in Geogr.*, No. 3, 1930.
- Savigear, R. A. G., 1960:* Slopes and Hills in West Africa. *Z. f. Geom.*, Suppl. Bd. 1; S. 157—171.
- Schlee, P., 1936:* Landschaftsbilder von vorderindischen Rumpfebenen und Inselbergen. *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg*, Bd. 44; S. 37—88.
- Schmitthenner, H., 1927:* Die Oberflächengestaltung im außertropischen Monsunklima. *Düsseld. Geogr. Vorträge und Erörterungen*; Teil III: Morphologie der Klimazonen; Breslau, 1927. S. 26—36.
- Schmitthenner, H., 1931:* Landformen im außertropischen Monsungebiet. *Wiss. Veröff. Mus. f. Länderkunde zu Leipzig*, N. F. 1, 1932. S. 81—101.
- Schokalskaja, S. J., 1953:* Die Böden Afrikas. Berlin, 1953.
- Schulze, B. R., 1947:* The Climates of South Africa according to the Classification of Köppen and Thornthwaite. *S. A. Geogr. Journ.*, vol. 29; S. 32—42.
- Schumm, S. A., 1956:* The Role of Creep and Rainwash on the Retreat of Badland Slopes. *Am. Journ. Sci.*, vol. 254; S. 693—706.
- Schumm, S. A., 1962:* Erosion on Miniature Pediments in Badlands National Monument, South Dakota. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 73; S. 719—724.
- Schwellnus, C. M., 1935:* Vermiculite deposits in the Palabora area. *Union S. A. Geol. Surv. Bull. No. 11*, 1935.
- Semmel, A., 1963:* Intramontane Ebenen im Hochland von Godjam (Äthiopien). *Erdkunde*, Bd. XVII; S. 173—189.
- Shand, S. J., 1931:* Granite — Syenite — Limestone Complex of Palabora, Eastern Transvaal, and the Associated Apatite Deposits. *Tr. Geol. Soc. S. A.*, vol. 34; S. 81—105.
- Sharp, R. P., 1940:* Geomorphology of the Ruby-East Humboldt Range, Nevada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 51; S. 337—372.

- Sharp, R. P., 1957:* Geomorphology of Cima Dome, Mojave Desert, California. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 68; S. 273—290.
- Smith, K. G., 1958:* Erosional processes and land forms in Badlands National Monument, South Dakota. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 69; S. 975—1008.
- Staff, H. von, 1914:* Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. Wiss. Erg. der Tendaguru-Exp. 1909—1912. Berlin, 1914.
- Taljaard, M. S., 1938:* On the Physiography of an area in the N.E. Transvaal. Annals of the Univ. of Stellenbosch, vol. 16, Sect. 1. A. No. 1.
- Tator, B. A., 1952/53:* Pediment characteristics and terminology. Ann. Ass. Am. Geogr., vol. 42, S. 295—317; vol. 43, S. 47—53.
- Teale, E. O. u. Wilson, R. C., 1915:* Portuguese East Africa between the Zambezi River and the Sabi River: a Consideration of the Relation of its Tectonic and Physiographic Features. Geogr. Journ., vol. 45; S. 16—39.
- Thorbecke, F., 1914/24/51:* Im Hochland von Mittel-Kamerun. 1. Teil: Die Reise; Eindrücke und Beobachtungen. 1914. 4. Teil, 1. Hälfte: Die Karte des Ost-Mbamlandes. 1924. 4. Teil, 2. Hälfte: Physische Geographie des Ost-Mbamlandes 1951.
- Thorbecke, F., 1921:* Die Inselberglandschaft von Nord-Tikar. Hettner-Festschrift; Breslau, 1921.
- Thorbecke, F., 1927:* Der Formenschatz im periodisch trockenen Tropenklima mit überwiegender Regenzeit. Düsseldorf. Geogr. Vorträge u. Erörterungen; Teil III: Morphologie der Klimazonen; Breslau, 1927. S. 10—17.
- Tolman, C. F., 1909:* Erosion and Deposition in Southern Arizona Bolson Region. Journ. Geol., vol. 17; S. 136—163.
- Truter, F. C., 1950:* A Review of Volcanism in the Geologic History of South Africa. Proc. Geol. Soc. S. A., vol. 52, 1950.
- * *Tuan, Yi-Fu, 1959:* Pediments in Southeastern Arizona. Univ. Cal. Publ. in Geogr., vol. 13, 1959. 163 Seiten.
- Twidale, C. R., 1962:* Steepened margins of inselbergs from north-western Eyre Peninsula, South Australia. Z. f. Geom., Bd. 6; S. 51—69.
- Twidale, C. R., 1964:* A Contribution to the General Theory of Domed Inselbergs. (Conclusions derived from observations in South Australia.) The Inst. of Brit. Geogr., Transact. and Papers, vol. 34; S. 91—113.
- Van Eeden, O. R. u. Partridge, F. C. u. Kent, L. E. u. Brandt, J. W., 1939:* The Mineral Deposits of the Murchison Range east of Leydsdorp. Geol. Surv. Mem. No. 36, 1939. Un. of S. A., Dept. of Mines.
- * *Waibel, L., 1925:* Gebirgsbau und Oberflächengestalt der Karrasberge in Südwestafrika. Mitt. a. d. Dt. Schutzgeb., Bd. 33, 1 u. 2; 1925.
- * *Waibel, L., 1928:* Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora. Sonderband zur Hundertjahrfeier d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1928. S. 68—91.
- Ward, W. H., 1945:* The Stability of Natural Slopes. Geogr. Journ., vol. 105; S. 170—197.
- Wayland, E. J., 1934:* Peneplains and some other erosional platforms. Ann. Rep. Geol. Survey Uganda, 1933.
- Wayland, E. J., 1938:* Outlines of the Physiography of Karamoja. Geol. Surv. Uganda, Bull. No. 3; S. 145—153.
- Wellington, J. H., 1927:* Natural Regions of the Transvaal. S. A. Geogr. Journ., vol. 10; S. 5—24.
- Wellington, J. H., 1946:* A physiographic regional classification of South Africa. S. A. Geogr. Journ., vol. 28; S. 64—86.
- Wellington, J. H., 1955:* Southern Africa. A Geographical Study. Vol. I: Physical Geography. Vol. II: Economic and Human Geography. Cambridge, 1955.
- Wiche, K., 1963:* Fußflächen und ihre Deutung. Mitt. Österr. Geogr. Ges., Bd. 105; S. 519—532.

- * *Wilhelmy, H., 1958: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig, 1958.*
- * *Willis, B., 1936: East African Plateaus and Rift Valleys. Carnegie Inst. Washington, 1936.*
- * *Wissmann, H. von, 1951: Über seitliche Erosion. Colloquium Geographicum Heft 1; Bonn, 1951.*
- * *Wood, A., 1942: The Development of Hillside Slopes. Proc. Geol. Assoc., vol. 53; S. 128—138.*

VERZEICHNIS DER BENUTZTEN KARTEN

1) *Karte 1:500 000 von Südafrika.*

Blätter: *Pietersberg SE 25/26*

Based on Irrigation Dept. 1:500 000 map and on larger scale maps by Trigonometrical Survey Office.

Revised in the field and drawn by Trigonometrical Survey Office, 1950.

Reprinted in the Union of South Africa by the Government Printer, Pretoria, 1958.

Messina SE 25/30

Based on Irrigation Dept. 1:500 000 map and on larger scale maps by Trigonometrical Survey Office.

Revised in the field and drawn by Trigonometrical Survey Office, 1950.

Printed in the Union of South Africa by the Government Printer, Pretoria, 1954.

2) *Karte 1:250 000 von Südafrika. Topo-Cadastral Series.*

Blätter: 2228 Beit Bridge

2330 Tzaneen

2230 Messina

2430 Pilgrim's Rest

2328 Pietersburg

Compiled and drawn in 1955 by the Trigonometrical Survey Office.

3) 120 vorläufige, nur als Lichtpause veröffentlichte Blätter der *Karte 1:18 000*.
(Das Gebiet dieser 120 Blätter ist in Fig. 8 angegeben).

4) *Geological Map of the Union of South Africa. 1:1 000 000.*

Geological Survey, 1955.

5) *Karte 1:250 000 von Südafrika. Geological Series.*

Blatt: 2328 Pietersburg

Based on $1^\circ \times 2^\circ$ sheets of the Topo-Cadastral Series, scale 1:250 000, drawn by the Trigonometrical Survey, with topography amended in places.

Geology compiled from the latest available data.

Drawn in the Drawing Office of the Geological Survey, Pretoria.

Printed in the Union of South Africa by the Government Printer, Pretoria, 1959.

6) *Geologische Karte von Südafrika. 1:125 000.*

Blätter: 2429 B — Chuniespoort

2430 A — Wolkberg

Geological Survey.

Printed by the Government Printer, Pretoria, 1962.

7) *Map of the Murchison Range and District. Scale 2,347 Miles = 1 inch.*

Union of South Africa, Mines Dept. Geological Survey.

Geologically surveyed in 1907, 1910, and 1911, by A. L. Hall, B. A., F. G. S.

in: Hall, 1912 a.

8) *Geological Map of the Murchison Range, east of Leydsdorp, northeastern Transvaal. 1:100 000.*

Union of South Africa, Dept. of Mines, Geological Survey.

Geologically surveyed in 1936—1937 by O. R. van Eeden, L. E. Kent,
and J. W. Brandt.
Printed in the Union of South Africa by the Government Printer,
Pretoria, 1939.
in: Eeden, van, u. Partridge, u. Kent, u. Brandt, 1939.

VERZEICHNIS DER FIGUREN, KARTEN UND ABBILDUNGEN

Fig. 1: Lage des Studiengebietes in Afrika.	10
Fig. 2: Routenskizze (1 : 2 Mill.)	11
Fig. 3: Geologische Übersichtsskizze (1 : 2 Mill.)	13
Fig. 4: Thermo-Isoplethen-Diagramm von Pietersburg	14
Fig. 5: Niederschlag- und Temperaturdiagramm von Pietersburg	15
Fig. 6: Humiditätsdiagramm von Pietersburg	16
Fig. 7: Ausgewählte Beispiele typischer Hangprofile	23
Fig. 8: Lageplan der Flüsse der Tabelle IV	33

Karte 1: Topographische Übersichtskarte (1 : 2 Mill.)

Karte 2: Inselberglandschaft der mittleren Murchison Range bei Leydsdorp und Gravelotte (1 : 50 000)

Karte 3: Randstufenregion im Gebiet des Mittleren Letaba bei Munnik (1 : 50 000)

Abb. 1: Inselmassiv des Mogoshi in Matlala Location (Luftbild)

Abb. 2: Inselberggruppe in Moletsi Location (Luftbild)

Abb. 3: Inselberggruppe der mittleren Murchison Range (Luftbild)

Abb. 4: Rumpffläche des Pietersburger Hochlandes

Abb. 5: Trockenbett des Houtriviers

Abb. 6: Flußbett eines kleinen Selati-Nebenflusses

Abb. 7: Beginnende Herausspülung eines Schildinselberges

Abb. 8: Inselberg im Granit mit geraden Hängen in Mashashane Location.

Abb. 9: Inselberg in Metamorphiten mit konkaven Hängen: Ziervogelkop.

Abb. 10: Inselberg vom Glockenberg-Typ in Matok Location

Abb. 11: Inselberg im Granit mit unruhigen Hangprofil in Matlala Location

Abb. 12: Felsburgähnlicher Inselberg in Matlala Location

Abb. 13: Inselbergsscharen der mittleren Murchison Range

Abb. 14: Aufgelöste Randstufe im Bereich des Kleinen Letaba

Abb. 15: Der aufgelöste Nordrand des Mogoshi-Inselmassivs

(Alle Abbildungen im Anhang)

Anhang

Tabelle II: *Gefälle der wichtigsten Flüsse des Pietersburger Hochlands.*

Sandrivier:

4500 ft.			
4000 ft.	24 km	=	6.2 ‰
3500 ft.	44 km	=	3.4 ‰
3000 ft.	40 km	=	3.8 ‰
2500 ft.	52 km	=	2.9 ‰
2000 ft.	36 km	=	4.2 ‰
1500 ft.	56 km	=	2.7 ‰

Houtrivier:

5000 ft.			
4500 ft.	8,8 km	=	17.0 ‰
4000 ft.	16 km	=	9.4 ‰
3500 ft.	28 km	=	5.4 ‰
3000 ft.	40 km	=	3.8 ‰

Brakrivier:

3500 ft.			
3000 ft.	24 km	=	6.2 ‰
2500 ft.	52 km	=	2.9 ‰
2000 ft.	48 km	=	3.1 ‰

Strydoomloop:

5000 ft.			
4500 ft.	8 km	=	18.8 ‰
4000 ft.	24 km	=	6.2 ‰
3500 ft.	24 km	=	6.2 ‰

Dieprivier:

4500 ft.			
4000 ft.	20 km	=	7.5 ‰
3500 ft.	36 km	=	4.2 ‰

Turfloop:

4500 ft.			
4000 ft.	20 km	=	7.5 ‰
3500 ft.	36 km	=	4.2 ‰

Koperspruit:

4000 ft.			
3500 ft.	22 km	=	6.8 ‰

Dwarsrivier:

4000 ft.			
3500 ft.	24 km	=	6.2 ‰

Dorprivier:

3500 ft.			
3000 ft.	20 km	=	7.5 ‰

Matarivier:

4500 ft.			
4000 ft.	13.2 km	=	11.4 ‰
3500 ft.	24 km	=	6.2 ‰
3000 ft.	26 km	=	5.8 ‰

Sepawanspruit:

4000 ft.			
3500 ft.	34 km	=	4.4 ‰
3000 ft.	24 km	=	6.2 ‰

Tabelle III: Gefälle der wichtigsten Flüsse des nördlichen Lowvelds.

Olifantsrivier:

2500 ft.	38 km	=	3.9 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	75 km	=	2.0 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	85 km	=	1.8 ⁰ / ₀₀
1000 ft.	98 km	=	1.5 ⁰ / ₀₀

Makhujwirivier:

2000 ft.	28 km	=	5.4 ⁰ / ₀₀
1500 ft.			

Selativier:

4000 ft.	5 km	=	60.0 ⁰ / ₀₀
3000 ft.	6 km	=	25.0 ⁰ / ₀₀
2500 ft.	12 km	=	12.5 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	53 km	=	2.8 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	65 km	=	2.3 ⁰ / ₀₀
1000 ft.			

Großer Letaba:

3000 ft.	12,5 km	=	12.0 ⁰ / ₀₀
2500 ft.	22,5 km	=	6.7 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	45 km	=	3.3 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	100 km	=	1.5 ⁰ / ₀₀
1000 ft.	87 km	=	1.7 ⁰ / ₀₀
500 ft.			

Moketsi:

4500 ft.	8 km	=	56.2 ⁰ / ₀₀
3000 ft.	20 km	=	7.5 ⁰ / ₀₀
2500 ft.	40 km	=	3.8 ⁰ / ₀₀
2000 ft.			

Molototsirivier:

2500 ft.	12,5 km	=	12.0 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	67 km	=	2.2 ⁰ / ₀₀
1500 ft.			

Mittlerer Letaba:

5000 ft.	5,2 km	=	28.8 ⁰ / ₀₀
4500 ft.	3,2 km	=	46.7 ⁰ / ₀₀
4000 ft.	8 km	=	18.8 ⁰ / ₀₀
3500 ft.	4 km	=	37.8 ⁰ / ₀₀
3000 ft.	12 km	=	12.5 ⁰ / ₀₀
2500 ft.	44 km	=	3.4 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	52 km	=	2.9 ⁰ / ₀₀
1500 ft.			

Kleiner Letaba:

3500 ft.	10 km	=	15.0 ⁰ / ₀₀
3000 ft.	20 km	=	7.5 ⁰ / ₀₀
2500 ft.	20 km	=	7.5 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	80 km	=	1.9 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	116 km	=	1.3 ⁰ / ₀₀
1000 ft.			

Doringrivier/Pafuri:

3500 ft.	14 km	=	10.7 ⁰ / ₀₀
3000 ft.	24 km	=	6.2 ⁰ / ₀₀
2500 ft.	36 km	=	4.2 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	52 km	=	2.9 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	63 km	=	2.4 ⁰ / ₀₀
1000 ft.			

Großer Shingwezi:

2500 ft.	20 km	=	7.5 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	40 km	=	3.8 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	65 km	=	2.3 ⁰ / ₀₀
1000 ft.			

Tabelle IV: Gefälle von Flüssen des Nördlichen Lowvelds*.

1. Olifantsrivier:

2250 ft.		
2200 ft.	5.040 km ==	3.02 ‰
2150 ft.	5.760 km ==	2.64 ‰
2100 ft.	12.960 km ==	1.17 ‰
2050 ft.	12.420 km ==	1.22 ‰
2000 ft.	11.880 km ==	1.28 ‰
1950 ft.	4.680 km ==	3.25 ‰
1900 ft.	7.200 km ==	2.12 ‰
1850 ft.	17.460 km ==	0.87 ‰
1800 ft.	4.140 km ==	3.68 ‰
1750 ft.	9.180 km ==	1.66 ‰
1700 ft.	3.240 km ==	4.70 ‰
1650 ft.	5.760 km ==	2.64 ‰
1600 ft.	6.300 km ==	2.42 ‰
1550 ft.	5.220 km ==	2.92 ‰
1500 ft.	9.360 km ==	1.64 ‰
1450 ft.	10.980 km ==	1.39 ‰
1400 ft.		
1350 ft.		
1300 ft.		
1250 ft.	5.220 km ==	2.92 ‰
1200 ft.	10.440 km ==	1.46 ‰
1150 ft.	8.460 km ==	1.80 ‰
1100 ft.	13.140 km ==	1.14 ‰
1050 ft.	12.600 km ==	1.20 ‰
1000 ft.	9.900 km ==	1.53 ‰
950 ft.		

2. Klaserierivier:

1650 ft.		
1600 ft.	4.860 km ==	3.13 ‰
1550 ft.	6.480 km ==	2.35 ‰
1500 ft.	5.040 km ==	3.02 ‰
1450 ft.	6.300 km ==	2.42 ‰
1400 ft.	5.580 km ==	2.73 ‰
1350 ft.	6.300 km ==	2.42 ‰
1300 ft.	5.940 km ==	2.56 ‰
1250 ft.	5.220 km ==	2.92 ‰
1200 ft.	1.980 km ==	7.69 ‰
1150 ft.	5.760 km ==	2.64 ‰
1100 ft.	3.960 km ==	3.85 ‰
1050 ft.	7.020 km ==	2.17 ‰
1000 ft.	4.320 km ==	3.53 ‰
950 ft.	4.860 km ==	3.13 ‰

3. Munwanaspruit:

1650 ft.		
1600 ft.	2.880 km ==	5.29 ‰
1550 ft.	5.760 km ==	2.64 ‰
1500 ft.	5.220 km ==	2.92 ‰
1450 ft.	4.320 km ==	3.53 ‰

4. Maninginesispruit:

1450 ft.		
1400 ft.	1.080 km ==	14.11 ‰
1350 ft.	1.260 km ==	12.09 ‰
1300 ft.	2.160 km ==	7.05 ‰
1250 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1200 ft.	2.520 km ==	6.05 ‰
1150 ft.	2.880 km ==	5.29 ‰
1100 ft.	2.700 km ==	5.64 ‰
1050 ft.	1.440 km ==	10.58 ‰
1000 ft.	1.260 km ==	12.09 ‰

5. Metsiminonespruit:

1600 ft.		
1550 ft.	0.720 km ==	21.16 ‰
1500 ft.	1.080 km ==	14.11 ‰
1450 ft.	1.620 km ==	9.41 ‰
1400 ft.	1.620 km ==	9.41 ‰
1350 ft.	1.980 km ==	7.69 ‰
1300 ft.	3.060 km ==	4.98 ‰
1250 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1200 ft.	3.780 km ==	4.03 ‰
1150 ft.	2.160 km ==	7.05 ‰
1100 ft.	2.160 km ==	7.05 ‰
1050 ft.	1.620 km ==	9.41 ‰

6. Mothlabezispruit:

1850 ft.		
1800 ft.	0.900 km ==	16.93 ‰
1750 ft.	1.440 km ==	10.58 ‰
1700 ft.	1.980 km ==	7.69 ‰
1650 ft.	2.520 km ==	6.05 ‰
1600 ft.	3.600 km ==	4.23 ‰
1550 ft.	4.140 km ==	3.68 ‰
1500 ft.	4.500 km ==	3.38 ‰
1450 ft.	4.140 km ==	3.68 ‰
1400 ft.	3.600 km ==	4.23 ‰

* Lage der Flüsse siehe Fig. 8.

1400 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$

2850 ft.	0.360 km ==	84.66 $\frac{0}{00}$
2750 ft.	0.360 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
2700 ft.	0.360 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
2650 ft.	0.450 km ==	33.80 $\frac{0}{00}$
2600 ft.	0.270 km ==	56.40 $\frac{0}{00}$
2550 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$

7. Makhujwirivier:

5150 ft.	0.270 km ==	395.00 $\frac{0}{00}$
4800 ft.	0.270 km ==	225.60 $\frac{0}{00}$
4600 ft.	0.450 km ==	135.33 $\frac{0}{00}$
4400 ft.	0.900 km ==	338.60 $\frac{0}{00}$
3400 ft.	0.450 km ==	270.66 $\frac{0}{00}$
3000 ft.	0.360 km ==	169.16 $\frac{0}{00}$
2800 ft.	1.080 km ==	56.44 $\frac{0}{00}$
2600 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
2500 ft.	0.900 km ==	33.86 $\frac{0}{00}$
2400 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
2350 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
2300 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
2250 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
2200 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
2150 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
2100 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
2050 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
2000 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1950 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
1900 ft.	1.260 km ==	12.09 $\frac{0}{00}$
1850 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1800 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1750 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1700 ft.	3.780 km ==	4.03 $\frac{0}{00}$
1650 ft.	5.400 km ==	2.82 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	4.500 km ==	3.38 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	5.040 km ==	3.02 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	6.120 km ==	2.49 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	6.300 km ==	2.42 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	6.660 km ==	2.29 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	6.840 km ==	2.23 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.960 km ==	3.85 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	4.680 km ==	3.25 $\frac{0}{00}$

7a. anderer Quellarm von 7.

4200 ft.	0.360 km ==	126.94 $\frac{0}{00}$
4050 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
3950 ft.	0.540 km ==	84.66 $\frac{0}{00}$
3800 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
3700 ft.	0.810 km ==	37.63 $\frac{0}{00}$
3600 ft.	0.990 km ==	30.78 $\frac{0}{00}$
3500 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
3400 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
3300 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
3200 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
3150 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
3100 ft.	0.360 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
3050 ft.	0.540 km ==	56.44 $\frac{0}{00}$
2950 ft.	0.180 km ==	168.88 $\frac{0}{00}$

8. Mulimahlabispruit:

2800 ft.	0.540 km ==	84.66 $\frac{0}{00}$
2650 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
2550 ft.	0.720 km ==	105.80 $\frac{0}{00}$
2300 ft.	0.540 km ==	56.44 $\frac{0}{00}$
2200 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
2100 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
2050 ft.	1.260 km ==	12.09 $\frac{0}{00}$
2000 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1950 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1900 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1850 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1800 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1750 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1700 ft.	4.320 km ==	3.53 $\frac{0}{00}$
1650 ft.	4.140 km ==	3.68 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	4.680 km ==	3.25 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$

9.

5600 ft.	0.360 km ==	677.32 $\frac{0}{00}$
4800 ft.	0.900 km ==	405.55 $\frac{0}{00}$
3600 ft.	0.540 km ==	112.88 $\frac{0}{00}$
3400 ft.	0.450 km ==	135.23 $\frac{0}{00}$
3200 ft.	0.450 km ==	135.23 $\frac{0}{00}$
3000 ft.	0.720 km ==	84.64 $\frac{0}{00}$
2800 ft.	0.360 km ==	169.20 $\frac{0}{00}$
2600 ft.	0.900 km ==	67.73 $\frac{0}{00}$
2400 ft.	0.720 km ==	42.32 $\frac{0}{00}$
2300 ft.	1.080 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
2200 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
2150 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
2100 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
2050 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
2000 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1950 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1900 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1850 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1800 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1750 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
1700 ft.	4.860 km ==	3.13 $\frac{0}{00}$
1650 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	3.780 km ==	4.03 $\frac{0}{00}$

10. Moetladimospruit:

5600 ft.	0.450 km ==	541.77 ⁰ / ₀₀
4800 ft.	0.720 km ==	169.28 ⁰ / ₀₀
4400 ft.	0.450 km ==	135.33 ⁰ / ₀₀
4200 ft.	0.630 km ==	96.76 ⁰ / ₀₀
4000 ft.	0.360 km ==	169.16 ⁰ / ₀₀
3800 ft.	0.180 km ==	338.12 ⁰ / ₀₀
3600 ft.	0.270 km ==	225.60 ⁰ / ₀₀
3400 ft.	0.540 km ==	338.66 ⁰ / ₀₀
2800 ft.	0.360 km ==	169.16 ⁰ / ₀₀
2600 ft.	0.540 km ==	112.88 ⁰ / ₀₀
2400 ft.	0.360 km ==	84.66 ⁰ / ₀₀
2300 ft.	0.900 km ==	33.86 ⁰ / ₀₀
2200 ft.	1.080 km ==	28.22 ⁰ / ₀₀
2100 ft.	0.540 km ==	28.22 ⁰ / ₀₀
2050 ft.	0.720 km ==	21.16 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	1.260 km ==	12.09 ⁰ / ₀₀
1950 ft.	0.900 km ==	16.93 ⁰ / ₀₀
1900 ft.	1.080 km ==	14.11 ⁰ / ₀₀
1850 ft.	1.440 km ==	10.58 ⁰ / ₀₀
1800 ft.	1.260 km ==	12.09 ⁰ / ₀₀
1750 ft.	2.700 km ==	5.64 ⁰ / ₀₀
1700 ft.	3.060 km ==	4.98 ⁰ / ₀₀
1650 ft.		

11.

5200 ft.	0.360 km ==	508.00 ⁰ / ₀₀
4600 ft.	1.260 km ==	193.44 ⁰ / ₀₀
3800 ft.	0.270 km ==	225.55 ⁰ / ₀₀
3600 ft.	0.450 km ==	135.33 ⁰ / ₀₀
3400 ft.	0.450 km ==	270.66 ⁰ / ₀₀
3000 ft.	0.360 km ==	169.16 ⁰ / ₀₀
2800 ft.	0.630 km ==	96.76 ⁰ / ₀₀
2600 ft.	0.900 km ==	67.73 ⁰ / ₀₀
2400 ft.	0.900 km ==	33.86 ⁰ / ₀₀
2300 ft.	1.080 km ==	28.22 ⁰ / ₀₀
2200 ft.	0.540 km ==	28.22 ⁰ / ₀₀
2150 ft.	0.720 km ==	21.16 ⁰ / ₀₀
2100 ft.	0.720 km ==	21.16 ⁰ / ₀₀
2050 ft.	0.900 km ==	16.93 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	1.080 km ==	14.11 ⁰ / ₀₀
1950 ft.	1.080 km ==	14.11 ⁰ / ₀₀
1900 ft.	0.900 km ==	16.93 ⁰ / ₀₀
1850 ft.	1.260 km ==	12.09 ⁰ / ₀₀
1800 ft.	1.980 km ==	7.69 ⁰ / ₀₀
1750 ft.	2.160 km ==	7.05 ⁰ / ₀₀
1700 ft.	3.780 km ==	4.03 ⁰ / ₀₀
1650 ft.		

12. Tsolomeetserivier:

4500 ft.	0.450 km ==	474.00 ⁰ / ₀₀
3800 ft.	0.270 km ==	225.55 ⁰ / ₀₀
3600 ft.	0.360 km ==	169.16 ⁰ / ₀₀
3400 ft.	0.540 km ==	112.88 ⁰ / ₀₀
3200 ft.	0.360 km ==	169.16 ⁰ / ₀₀
3000 ft.	0.720 km ==	105.83 ⁰ / ₀₀
2750 ft.	0.810 km ==	56.44 ⁰ / ₀₀
2600 ft.	0.810 km ==	37.63 ⁰ / ₀₀
2500 ft.		

2500 ft.	0.900 km ==	33.86 ⁰ / ₀₀
2400 ft.	0.540 km ==	28.22 ⁰ / ₀₀
2350 ft.	0.720 km ==	21.16 ⁰ / ₀₀
2300 ft.	1.080 km ==	14.11 ⁰ / ₀₀
2250 ft.	1.080 km ==	14.11 ⁰ / ₀₀
2200 ft.	0.720 km ==	21.16 ⁰ / ₀₀
2150 ft.	0.720 km ==	21.16 ⁰ / ₀₀
2100 ft.	1.260 km ==	12.09 ⁰ / ₀₀
2050 ft.	0.720 km ==	21.16 ⁰ / ₀₀
2000 ft.	0.900 km ==	16.93 ⁰ / ₀₀
1950 ft.	0.900 km ==	16.93 ⁰ / ₀₀
1900 ft.	2.160 km ==	7.05 ⁰ / ₀₀
1850 ft.	2.700 km ==	5.64 ⁰ / ₀₀
1800 ft.	1.800 km ==	8.46 ⁰ / ₀₀
1750 ft.	2.520 km ==	6.05 ⁰ / ₀₀
1700 ft.		

13. Setomano (Stormanrivier):

1800 ft.	0.360 km ==	42.33 ⁰ / ₀₀
1750 ft.	0.900 km ==	16.93 ⁰ / ₀₀
1700 ft.	1.080 km ==	14.11 ⁰ / ₀₀
1650 ft.	2.520 km ==	6.05 ⁰ / ₀₀
1600 ft.	2.340 km ==	6.51 ⁰ / ₀₀
1550 ft.	3.240 km ==	4.70 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	3.960 km ==	3.85 ⁰ / ₀₀
1450 ft.	2.700 km ==	5.64 ⁰ / ₀₀
1400 ft.	2.520 km ==	6.05 ⁰ / ₀₀
1350 ft.		

14. Shabene:

1900 ft.	0.270 km ==	56.40 ⁰ / ₀₀
1850 ft.	0.720 km ==	21.16 ⁰ / ₀₀
1800 ft.	1.080 km ==	14.11 ⁰ / ₀₀
1750 ft.	0.900 km ==	15.30 ⁰ / ₀₀
1700 ft.	1.620 km ==	9.41 ⁰ / ₀₀
1650 ft.	1.620 km ==	9.41 ⁰ / ₀₀
1600 ft.	2.340 km ==	6.51 ⁰ / ₀₀
1550 ft.	2.160 km ==	7.05 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	2.520 km ==	6.05 ⁰ / ₀₀
1450 ft.	3.240 km ==	4.70 ⁰ / ₀₀
1400 ft.	2.520 km ==	6.05 ⁰ / ₀₀
1350 ft.	1.260 km ==	12.09 ⁰ / ₀₀
1300 ft.	1.800 km ==	8.46 ⁰ / ₀₀
1250 ft.	1.980 km ==	7.69 ⁰ / ₀₀
1200 ft.		

15. Sudimani:

1650 ft.	0.540 km ==	28.22 ⁰ / ₀₀
1600 ft.	1.440 km ==	10.58 ⁰ / ₀₀
1550 ft.	1.620 km ==	9.41 ⁰ / ₀₀
1500 ft.	1.620 km ==	9.41 ⁰ / ₀₀
1450 ft.	2.160 km ==	7.05 ⁰ / ₀₀
1400 ft.	2.700 km ==	5.64 ⁰ / ₀₀
1350 ft.	2.520 km ==	6.05 ⁰ / ₀₀
1300 ft.	1.980 km ==	7.69 ⁰ / ₀₀
1250 ft.	1.620 km ==	9.41 ⁰ / ₀₀
1200 ft.	1.080 km ==	14.11 ⁰ / ₀₀
1150 ft.	1.800 km ==	8.46 ⁰ / ₀₀
1100 ft.		

16. Mutlhatispruit:

1550 ft.	0.540 km =	28.22 ‰
1500 ft.	1.620 km =	9.41 ‰
1450 ft.	2.160 km =	7.05 ‰
1400 ft.	2.880 km =	5.29 ‰
1350 ft.	1.800 km =	8.46 ‰
1300 ft.	4.500 km =	3.38 ‰
1250 ft.	1.980 km =	7.69 ‰
1200 ft.	2.880 km =	5.29 ‰
1150 ft.	1.800 km =	8.46 ‰
1100 ft.	1.800 km =	8.46 ‰
1050 ft.		

17. Selatirivier:

4650 ft.	0.426 km =	178.87 ‰
4400 ft.	0.710 km =	85.86 ‰
4200 ft.	0.568 km =	107.32 ‰
4000 ft.	0.710 km =	85.86 ‰
3800 ft.	0.568 km =	107.32 ‰
3600 ft.	0.568 km =	107.32 ‰
3400 ft.	1.136 km =	53.66 ‰
3200 ft.	0.994 km =	30.66 ‰
3100 ft.	0.994 km =	30.66 ‰
3000 ft.	0.710 km =	21.41 ‰
2950 ft.	0.284 km =	53.66 ‰
2900 ft.	0.426 km =	35.77 ‰
2850 ft.	0.426 km =	35.77 ‰
2800 ft.	0.568 km =	26.83 ‰
2750 ft.	0.568 km =	26.83 ‰
2700 ft.	0.710 km =	21.41 ‰
2650 ft.	0.852 km =	17.88 ‰
2600 ft.	0.994 km =	15.33 ‰
2550 ft.	0.568 km =	26.83 ‰
2500 ft.	0.852 km =	17.88 ‰
2450 ft.	0.994 km =	15.32 ‰
2400 ft.	0.852 km =	17.88 ‰
2350 ft.	1.278 km =	11.93 ‰
2300 ft.	0.852 km =	17.88 ‰
2250 ft.	1.278 km =	11.93 ‰
2200 ft.	1.846 km =	8.24 ‰
2150 ft.	0.568 km =	26.83 ‰
2100 ft.	1.846 km =	8.24 ‰
2050 ft.	1.846 km =	8.24 ‰
2000 ft.	1.278 km =	11.93 ‰
1950 ft.	1.704 km =	8.94 ‰
1900 ft.	2.414 km =	6.31 ‰
1850 ft.	3.976 km =	3.83 ‰
1800 ft.	3.976 km =	3.83 ‰
1750 ft.	6.816 km =	2.23 ‰
1700 ft.	6.248 km =	2.44 ‰
1650 ft.	12.212 km =	1.25 ‰
1600 ft.	8.520 km =	1.79 ‰
1550 ft.	5.680 km =	2.68 ‰
1500 ft.	3.124 km =	4.88 ‰
1450 ft.	8.520 km =	1.79 ‰
1400 ft.	7.384 km =	2.06 ‰
1350 ft.	4.828 km =	3.16 ‰
1300 ft.	7.100 km =	2.14 ‰
1250 ft.		

1250 ft.	7.810 km =	1.95 ‰
1200 ft.	7.384 km =	2.06 ‰
1150 ft.	7.526 km =	2.02 ‰
1100 ft.	5.112 km =	2.98 ‰
1050 ft.	5.964 km =	2.55 ‰
1000 ft.	2.556 km =	5.96 ‰
950 ft.		

18. Mobetserivier (Mabetsi):

4200 ft.	0.227 km =	201.41 ‰
4050 ft.	0.483 km =	31.55 ‰
4000 ft.	0.568 km =	26.83 ‰
3950 ft.	0.483 km =	31.55 ‰
3900 ft.	0.795 km =	19.17 ‰
3850 ft.	0.426 km =	35.77 ‰
3800 ft.	0.852 km =	17.88 ‰
3750 ft.	0.994 km =	15.32 ‰
3700 ft.	0.568 km =	26.83 ‰
3650 ft.	0.426 km =	35.77 ‰
3600 ft.	0.099 km =	615.75 ‰
3400 ft.	0.184 km =	331.30 ‰
3200 ft.	0.426 km =	142.95 ‰
3000 ft.	0.284 km =	214.64 ‰
2800 ft.	0.284 km =	107.32 ‰
2700 ft.	0.284 km =	53.66 ‰
2650 ft.	0.568 km =	26.83 ‰
2600 ft.	0.710 km =	21.41 ‰
2550 ft.	0.852 km =	17.88 ‰
2500 ft.	0.710 km =	21.41 ‰
2450 ft.	0.994 km =	15.32 ‰
2400 ft.	1.278 km =	11.92 ‰
2350 ft.	1.136 km =	13.41 ‰
2300 ft.	1.278 km =	11.92 ‰
2250 ft.	1.136 km =	13.41 ‰
2200 ft.	1.562 km =	9.75 ‰
2150 ft.	1.420 km =	10.70 ‰
2100 ft.	1.136 km =	13.41 ‰
2050 ft.	1.988 km =	7.66 ‰
2000 ft.	1.136 km =	13.41 ‰
1950 ft.	1.988 km =	7.66 ‰
1900 ft.	3.408 km =	4.47 ‰
1850 ft.	5.964 km =	2.55 ‰
1800 ft.	6.532 km =	2.33 ‰
1750 ft.		

19. Beduborulaspruit:

1500 ft.	0.450 km =	33.86 ‰
1450 ft.	0.900 km =	16.93 ‰
1400 ft.	1.530 km =	9.96 ‰
1350 ft.	2.340 km =	6.51 ‰
1300 ft.	2.160 km =	7.05 ‰
1250 ft.	2.700 km =	5.64 ‰
1200 ft.	2.340 km =	6.51 ‰
1150 ft.	4.320 km =	3.52 ‰
1100 ft.		

20. Sekwespruit:

1600 ft.	0.900 km =	16.93 ‰
1550 ft.	1.260 km =	12.09 ‰
1500 ft.		

1500 ft.		
1450 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	3.600 km ==	4.23 $\frac{0}{00}$

21. Mantsaspruit:

1650 ft.		
1600 ft.	0.414 km ==	36.81 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	0.576 km ==	26.46 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	1.260 km ==	12.09 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	1.890 km ==	8.06 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	3.960 km ==	3.85 $\frac{0}{00}$

22. Mokhubuspruit:

1550 ft.		
1500 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	3.960 km ==	3.85 $\frac{0}{00}$

23. Dzebenispruit:

1450 ft.		
1400 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.600 km ==	4.23 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	3.960 km ==	3.85 $\frac{0}{00}$

24. Ramspruit:

1800 ft.		
1750 ft.	0.414 km ==	36.81 $\frac{0}{00}$
1700 ft.	0.666 km ==	22.88 $\frac{0}{00}$
1650 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	3.600 km ==	4.23 $\frac{0}{00}$

25. Magodispruit:

2000 ft.		
1950 ft.	0.360 km ==	42.33 $\frac{0}{00}$

1950 ft.		
1900 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1850 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1800 ft.	1.260 km ==	12.09 $\frac{0}{00}$
1750 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1700 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$
1650 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	3.060 km ==	4.98 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$

26. Matlalspruit:

1850 ft.		
1800 ft.	0.630 km ==	24.18 $\frac{0}{00}$
1750 ft.	1.170 km ==	13.02 $\frac{0}{00}$
1700 ft.	1.260 km ==	12.09 $\frac{0}{00}$
1650 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$

27.

1550 ft.		
1500 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	4.320 km ==	3.52 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	2.700 km ==	5.64 $\frac{0}{00}$

28.

1500 ft.		
1450 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$

29. Rietspruit:

1700 ft.		
1650 ft.	0.414 km ==	36.81 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	0.846 km ==	18.01 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	3.600 km ==	4.23 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	3.960 km ==	3.85 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	3.960 km ==	3.85 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.060 km ==	4.98 $\frac{0}{00}$

30. Mulatirivier:

2000 ft.		
1950 ft.	3.124 km ==	4.87 $\frac{0}{00}$
1900 ft.	1.988 km ==	7.66 $\frac{0}{00}$

1900 ft.	3.124 km ==	4.87 ‰
1850 ft.	2.272 km ==	6.70 ‰
1800 ft.	4.260 km ==	3.57 ‰
1750 ft.	4.544 km ==	3.35 ‰
1700 ft.	1.420 km ==	10.73 ‰
1650 ft.	3.692 km ==	4.12 ‰
1600 ft.	7.384 km ==	2.06 ‰
1550 ft.	5.964 km ==	2.55 ‰
1500 ft.	6.816 km ==	2.23 ‰
1450 ft.	4.260 km ==	3.57 ‰
1400 ft.	5.964 km ==	2.55 ‰
1350 ft.	3.692 km ==	4.12 ‰
1300 ft.		

31.

2050 ft.	1.980 km ==	7.69 ‰
2000 ft.	3.060 km ==	4.98 ‰
1950 ft.	1.440 km ==	10.58 ‰
1900 ft.	3.240 km ==	4.70 ‰
1850 ft.	1.980 km ==	7.69 ‰
1800 ft.	3.060 km ==	4.98 ‰
1750 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1700 ft.	2.700 km ==	5.64 ‰
1650 ft.	2.700 km ==	5.64 ‰
1600 ft.		

32.

1850 ft.	2.520 km ==	6.05 ‰
1800 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1750 ft.	2.880 km ==	5.29 ‰
1700 ft.	1.980 km ==	7.69 ‰
1650 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1600 ft.		

33. *Großer Letaba:*

1450 ft.	9.360 km ==	1.62 ‰
1400 ft.	12.240 km ==	1.24 ‰
1350 ft.	8.100 km ==	1.88 ‰
1300 ft.	5.940 km ==	2.56 ‰
1250 ft.	5.220 km ==	2.92 ‰
1200 ft.	6.120 km ==	2.49 ‰
1150 ft.	14.580 km ==	1.04 ‰
1100 ft.	17.280 km ==	0.88 ‰
1050 ft.	11.160 km ==	1.37 ‰
1000 ft.		

34. *Womgolala:*

1600 ft.	1.260 km ==	12.09 ‰
1550 ft.	1.620 km ==	9.41 ‰
1500 ft.	4.140 km ==	3.68 ‰
1450 ft.	5.220 km ==	2.92 ‰
1400 ft.		

35.

1700 ft.	0.720 km ==	21.16 ‰
1650 ft.	1.620 km ==	9.41 ‰
1600 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1550 ft.		

1550 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1500 ft.	3.240 km ==	4.70 ‰
1450 ft.	2.700 km ==	5.64 ‰
1400 ft.		

36. *Marigomarivier (Mirogoma):*

1600 ft.	2.700 km ==	5.64 ‰
1550 ft.	3.240 km ==	4.70 ‰
1500 ft.	5.400 km ==	2.82 ‰
1450 ft.	4.860 km ==	3.13 ‰
1400 ft.	7.740 km ==	1.97 ‰
1350 ft.		

37. *Mubabaspruit:*

1800 ft.	1.080 km ==	14.11 ‰
1750 ft.	1.260 km ==	12.09 ‰
1700 ft.	1.980 km ==	7.69 ‰
1650 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1600 ft.	2.340 km ==	6.51 ‰
1550 ft.	3.780 km ==	4.03 ‰
1500 ft.	4.860 km ==	3.13 ‰
1450 ft.	4.860 km ==	3.13 ‰
1400 ft.	7.740 km ==	1.97 ‰
1350 ft.		

38. *Mutatispruit:*

1800 ft.	0.360 km ==	42.33 ‰
1750 ft.	0.720 km ==	21.16 ‰
1700 ft.	0.720 km ==	21.16 ‰
1650 ft.	1.800 km ==	8.46 ‰
1600 ft.	3.060 km ==	4.98 ‰
1550 ft.	2.700 km ==	5.64 ‰
1500 ft.	4.140 km ==	3.68 ‰
1450 ft.	4.860 km ==	3.13 ‰
1400 ft.	7.740 km ==	1.97 ‰
1350 ft.		

39. *Molototsirivier:*

1450 ft.	4.140 km ==	3.68 ‰
1400 ft.	4.680 km ==	3.25 ‰
1350 ft.	9.360 km ==	1.64 ‰
1300 ft.	7.020 km ==	2.17 ‰
1250 ft.	5.040 km ==	3.02 ‰
1200 ft.	8.820 km ==	1.73 ‰
1150 ft.	9.540 km ==	1.62 ‰
1100 ft.		

40. *Ushwanamspruit:*

1500 ft.	1.800 km ==	8.46 ‰
1450 ft.	2.880 km ==	5.29 ‰
1400 ft.	4.320 km ==	3.53 ‰
1350 ft.	3.960 km ==	3.85 ‰
1300 ft.	5.940 km ==	2.56 ‰
1250 ft.	4.860 km ==	3.13 ‰
1200 ft.		

41. *M'baulaspruit:*

1450 ft.		
1400 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.050 km ==	4.98 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	5.040 km ==	3.02 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	5.760 km ==	2.64 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	6.120 km ==	2.49 $\frac{0}{00}$
1100 ft.	5.580 km ==	2.73 $\frac{0}{00}$
1050 ft.	4.140 km ==	3.68 $\frac{0}{00}$

42. *Shakararaboespruit:*

1500 ft.		
1450 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$

43.

1700 ft.	0.360 km ==	42.33 $\frac{0}{00}$
1650 ft.	0.360 km ==	42.33 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$

44. *Nondwenispruit:*

1500 ft.		
1450 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	4.320 km ==	3.53 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$

45. *Skondovitchspruit (Magwena):*

1650 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1400 ft.		

1400 ft.		
1350 ft.	3.060 km ==	4.98 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	3.780 km ==	4.03 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$

46. *Reshawelespruit (Lenyenye):*

1800 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
1750 ft.		
1700 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
1650 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	3.780 km ==	4.03 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$

47. *Leshogole:*

1750 ft.	0.540 km ==	28.22 $\frac{0}{00}$
1700 ft.		
1650 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1600 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	1.440 km ==	10.58 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	1.800 km ==	8.46 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	2.340 km ==	6.51 $\frac{0}{00}$

48. *Baderonkwespruit:*

1600 ft.	1.080 km ==	14.11 $\frac{0}{00}$
1550 ft.	1.260 km ==	12.09 $\frac{0}{00}$
1500 ft.	0.900 km ==	16.93 $\frac{0}{00}$
1450 ft.	2.880 km ==	5.29 $\frac{0}{00}$
1400 ft.	3.060 km ==	4.98 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	4.500 km ==	3.38 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	3.420 km ==	4.45 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	2.160 km ==	7.05 $\frac{0}{00}$
1100 ft.		

49. *Mamadolaspruit:*

1500 ft.	0.720 km ==	21.16 $\frac{0}{00}$
1450 ft.		
1400 ft.	1.620 km ==	9.41 $\frac{0}{00}$
1350 ft.	1.260 km ==	12.09 $\frac{0}{00}$
1300 ft.	1.980 km ==	7.69 $\frac{0}{00}$
1250 ft.	3.240 km ==	4.70 $\frac{0}{00}$
1200 ft.	2.520 km ==	6.05 $\frac{0}{00}$
1150 ft.	3.060 km ==	4.98 $\frac{0}{00}$

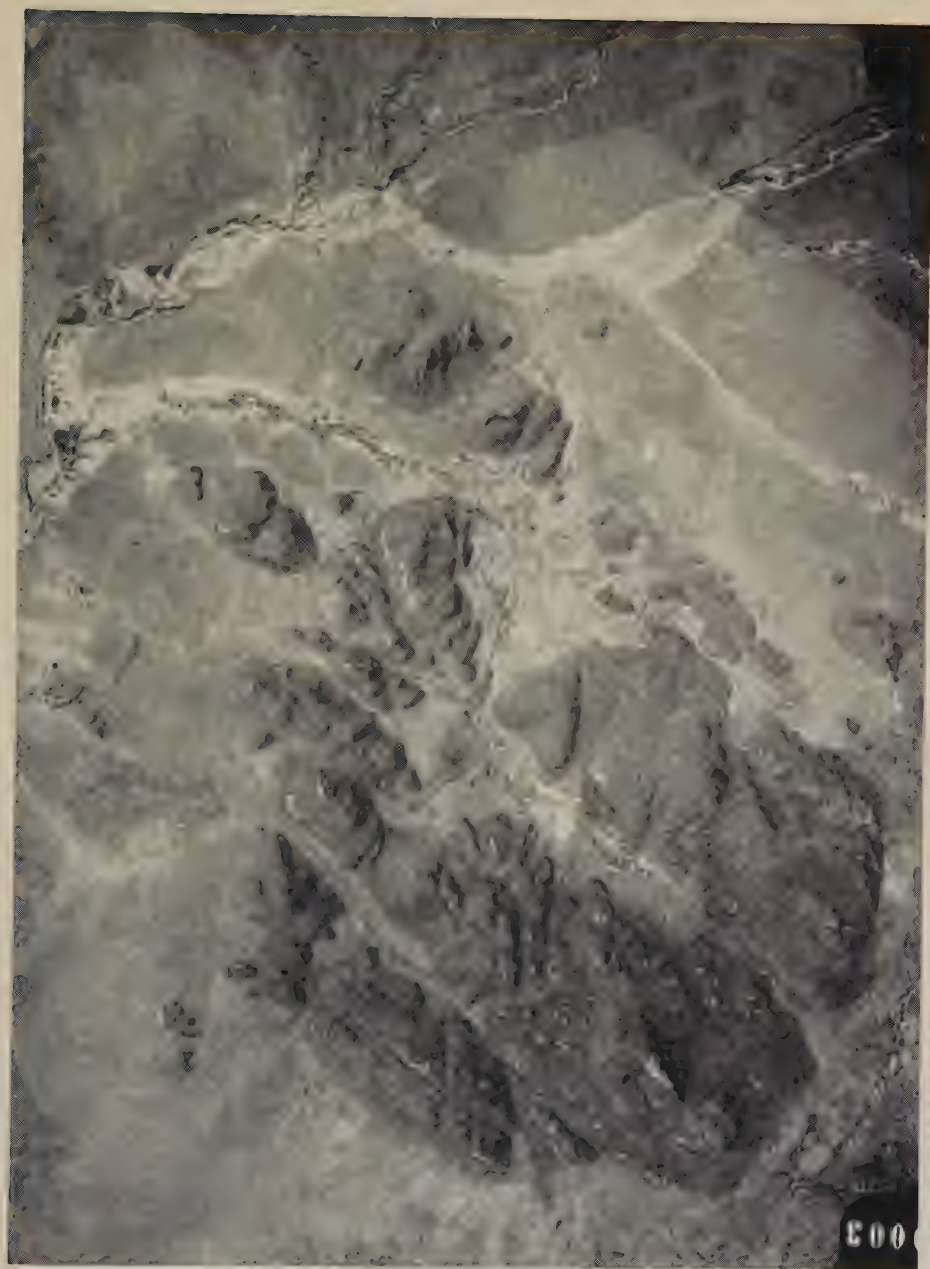


Abb. 1. Luftbild Inselmassiv des Mingshi in der Matlala Location. Noch ziemlich geschlossenes Massiv, das rundlich durch die Flachmuldentäler kleinerer Nebenflüsse des Matalariviers (rechts im Bild) aufgelöst wird. (s. auch Abb. 15).



Abb. 2: Luftbild. Bereits stark in Einzelberge aufgelöste Inselberggruppe der Moletsi Location. Dicht mit Eingeborensiedlungen behaute Fußflächen ziehen mit ganz flachen Neigungen gegen die Flachmuldentäler des Houtrivier (links) und des Strydomsloop (rechts).



Abb. 3: Luftbild. Inselberggruppe der mittleren Murchison Range nördlich Leydsdorp mit der Straße nach Rubbervale; links die Ketten mit dem Carroll's Peak. Die für die harten Metamorphite typischen „Spitzkop“-Formen mit in Streichrichtung der widerständigen Bänke zugeschärften Rücken und konkav gegen die flachen Fußflächen auslaufenden Hängen.



Abb. 4: Blick von einem kleinen Inselberg über einen Teil des nördlichen Pietersburger Hochlandes. Weite, kaum gegliederte Rumpffläche. Für weite Teile typische Vegetation mit dauerndem Wechsel von lockerem Trockenwald und niedrigem Grasland.



Abb. 5: Trocken liegendes Flußbett des Houtrivier an der Straße von Pietersburg nach Sandfontein. Teilweise mit scharfen Rändern abgesetzter, aber kaum eingetiefter Talboden, völlig bedeckt mit großen Mengen Sand und Grus. Schwach ansteigende Talhänge. Im Hintergrund die Inselberge der Mashashane Location.



Abb. 6: Flußbett eines kleinen linken Nebenflusses des Selati westlich von Palabora. Auch hier ist der Talboden von großen Mengen von Bettbodenfracht bedeckt, deren Grobsand- und Gruskorngrößen im Vordergrund gut erkennbar sind. Die großen Blöcke stammen von den vielen steilen Syenit-Inselbergen dieses Gebietes, die z. T. direkt über dem Flußbett aufragen.



Abb. 7: Flacher, den dünnen sandig-grusigen Verwitterungsmantel durchragender Schild des frischen, anstehenden Granits. Beginn der Herausarbeitung eines Schildinselbergs. Loslösen feiner Schuppen und Schalen vom anstehenden, harten Gestein.



Abb. 8: Inselberg im Granit mit geraden, blocküberstreuten Hängen. Merklich durch flache Spülmulden gegliederte Fußflächen stoßen mit scharfem Knick an die Steilhänge. In Mashashane Location.



Abb. 9: Inselberg in den Metamorphiten mit sanft konkaven, blocküberstreuten Hängen. Sehr flache Fußflächen steigen ganz allmählich ohne Gefällsbruch gegen die Steilhänge des Inselbergs an. Ziervogelkop an der Straße Pietersburg—Alldays.



Abb. 10: Inselberg mit Hängen aus nackten, prallen Gesteinswänden in kluftarmem Granit (Glockenberg-Typ). Am unteren Hangteil und auf der zugerundeten Spitze liegen Reste von vielen Metern dicken Schalen, die sich an oberflächenparallelen Entlastungsklüften vom Anstehenden loslösen. In Matok Location.



Abb. 11: Inselberg in einem Granit mit einem Kluftsystem stark wechselnder Maschenweite. Übergang von dem Typ auf Abb. 8 zu Typ auf Abb. 10. Gut ausgebildeter Knick. Bis auf einige herabgestürzte große Blöcke nahe am Hangfuß sind die Fußflächen frei von groben Blöcken und nur von sandig-grusigem Verwitterungsmaterial bedeckt. In Matlala Location.



Abb. 12: Felsburgähnliches Koppie als Abtragungsrest eines Inselbergs in einem weitmaschig-klüftigen Granit. Durch weiteres Verwittern (Vergrusung) und Abspülen des feinen Verwitterungsmaterials über die mit wenigen Grad Neigung abfallenden Fußflächen wird auch dieser Rest noch beseitigt werden. In den nordwestlichen Ausliegern des Mogoshi (Matlala Location).



Abb. 13: Die Inselbergscharen der oberen rechten Hälfte von Abb. 3, gesehen von dem runden Einzelberg im NE der Carroll's Peak-Gruppe links der Straße (Maxspitze). Typische Hangschleppe der Inselberge in den metamorphen Gesteinen. An der Straße ist gut die Ebenheit der Flächen zu erkennen. Lockerer Mopane-Trockenwald.



Abb. 14: Aufgelöste Randstufe zwischen den Nebenflüssen des Mittleren und des Kleinen Letaba. Blick vom Hochlandsporn in der Molema Location nach SE, wo der nächste Sporn gegen das Lowveld in einzelne Inselberge aufgelöst ist. Die mit niederem Buschwald bestandenen Steilhänge stoßen mit scharfem Knick gegen die flachen Tieflandsbuchten des Lowvelds.



Abb. 15: Der aufgelöste Nordrand des Mogoshi-Massivs (genau in der oberen Bildmitte der Abb. 1 gelegen). Mit ganz flachen Neigungen von nur einigen Grad greifen die sich verzweigenden Flächen gegen das Inselmassiv vor, dieses dabei in Einzelberge trennend. Die blocküberdeckten Hänge ragen mit scharfem Knick darüber auf.

Verzeichnis der Münchner Geographischen Hefte:

- Heft 1 *Heinrich Jäger*: Der kulturgeographische Strukturwandel des Kleinen Walsertales. 99 Seiten mit 26 Abbildungen. 1953 DM 6.—
- Heft 2 *Herbert Louis*: Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. 97 Seiten mit 10 Abbildungen und 1 Übersichtskarte. 1953 DM 6.— (vergriffen).
- Heft 3 *Hermann Lautensach*: Über die Begriffe Typus und Individuum in der geographischen Forschung. 33 Seiten. 1953 DM 2.— (vergr.).
- Heft 4 *Heinrich Schmitthenner*: Zum Problem der Allgemeinen Geographie und der Länderkunde. 37 Seiten. 1954 DM 2.— (vergriffen).
- Heft 5 *Helmut Blume*: Zuckerrohranbau am unteren Mississippi (Louisiana's Sugar Bowl). 69 Seiten mit 10 Abbildungen und 3 Tabellen. 1954 DM 4.50
- Heft 6 *Carl Rathjens*: Das Problem der Gliederung des Eiszeitalters in physisch-geographischer Sicht. 68 Seiten mit 11 Abbildungen. 1954 DM 4.50 (vergriffen).
- Heft 7 *Heinrich Schmitthenner*: Studien zur Lehre vom geographischen Formenwandel. 45 Seiten. 1954 DM 3.—
- Heft 8 *Wolfgang Weischet*: Die Geländeklimate der Niederrheinischen Bucht und ihrer Rahmenlandschaften. 169 Seiten mit 37 Abbildungen und 11 Karten. 1955 DM 12.—
- Heft 9 *E. Juillard und A. Meynier*: Die Agrarlandschaft in Frankreich. Forschungsergebnisse der letzten 20 Jahre (übersetzt von W. Hartke). 97 Seiten mit 15 Abbildungen. 1955 DM 6.— (vergriffen).
- Heft 10 *Friedrich Wilhelm*: Physikalisch-chemische Untersuchungen an Quellen in den bayrischen Alpen und im Alpenvorland. 97 Seiten mit 2 Abbildungen, 21 Figuren und 8 Tabellen. 1956 DM 6.—
- Heft 11 *Wolfgang Hartke*: Die Hütetinder im Hohen Vogelsberg. Der geographische Charakter eines Sozialproblems. (Materialien zur Agrargeographie I) 29 Seiten mit 6 Abbildungen. 1956 DM 2.50
- Heft 12 *Christoph Borchardt*: Das Acker-Grünland-Verhältnis in Bayern. Wandlungen im Laufe eines Jahrhunderts. (Materialien zur Agrargeographie II) 51 Seiten mit 11 Abbildungen und 1 Karte. 1957 DM 6.—
- Heft 13 *Günther Drescher*: Geographische Fluruntersuchungen im niederbayerischen Gäu. (Materialien zur Agrargeographie III). 96 Seiten mit 4 Abbildungen und 4 Karten. 1957 DM 6.—
- Heft 14 *Karl Ruppert*: Spalt. Ein methodischer Beitrag zum Studium der Agrarlandschaft mit Hilfe der kleinräumlichen Nutzflächen- und Sozialkartierung und zur Geographie des Hopfenbaus. (Materialien zur Agrargeographie IV). 56 Seiten mit 2 Abbildungen und 9 Karten. 1958 DM 6.— (vergriffen).
- Heft 15 *Friedrich Wilhelm*: Die Neuauslotung des Chiemseebeckens. 50 Seiten mit 4 Abbildungen, 5 Figuren und 1 Karte. 1958 DM 5.— (vergr.).
- Heft 16 *Svetozar Ilešič*: Die Flurformen Sloweniens im Lichte der europäischen Flurforschung. (Materialien zur Agrargeographie V). 132 Seiten mit 34 Abbildungen. 1959 DM 8.—

- Heft 17 *Ingrid Schmer*: Studien über die Differenzierung der Agrarlandschaft im Hochgebirge im Bereich dreier Staaten (Reschen-Scheideck-Gebiet). (Materialien zur Agrargeographie VI). 82 Seiten mit 1 Abbildung und 8 Karten. 1959 DM 10.— (vergriffen).
- Heft 18 *Rudolf Frankenberger*: Die Aufforstung landwirtschaftlich genutzter Grundstücke als Index für sozialgeographische Strukturwandlungen in Oberfranken. (Materialien zur Agrargeographie VII). 80 Seiten mit 10 Abbildungen und 7 Karten. 1960 DM 10.—
- Heft 19 *Karl Ruppert*: Die Bedeutung des Weinbaues und seiner Nachfolgekulturen für die sozialgeographische Differenzierung der Agrarlandschaft in Bayern. (Materialien zur Agrargeographie VIII). 160 Seiten mit 6 Abbildungen und 13 Karten. 1960 DM 16.—
- Heft 20 *Friedrich Wilhelm*: Spuren eines voreiszeitlichen Reliefs am Alpennordsaum zwischen Bodensee und Salzach. 176 Seiten mit 17 Abbildungen und 4 Tabellen. 1961 DM 13.—
- Heft 21 *Helmut Kern*: Große Tagessummen des Niederschlages in Bayern. 24 Seiten mit 2 Abbildungen und 8 Karten. 1961 DM 5.—
- Heft 22 *Reşat İzbirak*: Geomorphologische Beobachtungen im Oberen Kızılırmak- und Zamanlı-Gebiet (östliches Mittelanatolien). 56 Seiten mit 10 Abbildungen. 1962 DM 7.—
- Heft 23 *Karl Ruppert*: Das Tegernseer Tal. Sozialgeographische Studien im oberbayerischen Fremdenverkehrsgebiet. 56 Seiten mit 13 Abbildungen, 6 Karten und 3 Tafeln. 1962 DM 20.— (vergriffen).
- Heft 24 *Erwin Grötzbach*: Geographische Untersuchung über die Kleinstadt der Gegenwart in Süddeutschland. 112 Seiten mit 3 Figuren, 6 Tabellen und 10 Karten. 1963 DM 15.— (vergriffen).
- Heft 25 *Heinz Ziegler*: Die Beschäftigten-Einzugsbereiche der Großbetriebe in München. (Materialien zur Stadtgeographie I). 132 Seiten mit 36 Abbildungen. 1964 DM 15.—
- Heft 26 *Klaus Hormann*: Torrenten in Friaul und die Längsprofilentwicklung auf Schottern. 81 Seiten mit 2 Karten und 18 Figuren. 1964 DM 12.—
- Heft 27 *Klaus Haserodt*: Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. 114 Seiten mit 18 Abbildungen, 10 Figuren, 1 Karte und 2 Tabellen. 1965 DM 14.—
- Heft 28 *Karl Ganzer*: Sozialgeographische Gliederung der Stadt München aufgrund der Verhaltensweisen der Bevölkerung bei politischen Wahlen. (Materialien zur Stadtgeographie II). 129 Seiten mit 4 Karten, 31 Abbildungen und 31 Tabellen. 1966 DM 18.—
- Heft 29 *Hans Frei*: Der frühe Eisenerzbergbau und seine Geländespuren im nördlichen Alpenvorland. 89 Seiten mit 11 Abbildungen, 4 Karten und 4 Tafeln. 1966 DM 12.—
- Heft 30 *Karl Ganzer*: Modelluntersuchung zur Dorferneuerung (Materialien zur angewandten Geographie I). 106 Seiten mit 6 Karten, 6 Abbildungen, 16 Diagrammen und 32 Tabellen. 1967 DM 36.—
- Heft 31 *Rolf Meyer*: Studien über Inselberge und Rumpfflächen in Nordtransvaal. 81 Seiten mit 8 Figuren, 3 Karten und 15 Abbildungen. 1967 DM 15.—

Lebenslauf

Am 17. November 1935 wurde ich als Sohn des kaufmännischen Angestellten Walter Meyer und dessen Ehefrau Henriette, geb. Hundt, in Duisburg geboren. Im Herbst 1942 trat ich in die Volksschule in Duisburg-Ruhrort ein. Von Oktober 1942 bis Oktober 1945 lebte ich mit meiner Mutter in Immendingen, wo ich die dortige Volksschule besuchte. Nach mehrmaligem Volksschulwechsel im Raume Duisburg trat ich Ostern 1947 in das Max-Planck-Gymnasium zu Duisburg-Meiderich ein, an dem ich im Frühjahr 1956 mein Reifezeugnis erhielt.

Im Sommer-Semester 1956 immatrikulierte ich mich an der Universität in Köln, wo ich zunächst zwei Semester Germanistik, Philosophie und Geschichte studierte. Im Sommer-Semester 1957 wechselte ich zum Studium der Geographie und Völkerkunde. Im Winter-Semester 1957 immatrikulierte ich mich an der Universität in München, an der ich fortan Geographie, Geologie und wechselweise als Nebenfach Völkerkunde und Geschichte studierte.

Von Juni 1962 bis Juni 1964 hielt ich mich zu geomorphologischen Studien in Südafrika auf. Nach zweimonatigem Aufenthalt in Freiburg am dortigen Geographischen Institut I arbeite ich seit November 1964 wieder am Geographischen Institut der Universität München, zunächst als wissenschaftliche Hilfskraft und seit April 1965 als Verwalter einer wissenschaftlichen Assistentenstelle.

